

Indeks 370886

ISSN 0033-2135

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE
KOMITET GEOFIZYKI PAN

PRZEGLĄD GEOFIZYCZNY

KWARTALNIK

ROCZNIK LXVI

2021

ZESZYT 3-4

WARSZAWA 2021

REVIEW OF GEOPHYSICS

Quarterly journal published by
the Polish Society of Geophysics
and Committee of Geophysics Polish Academy of Science

RADA REDAKCYJNA

Kazimierz Adamowski, University of Ottawa, Kanada; Krzysztof Błażejczyk (przewodniczący),
IGiPZ PAN, Polska; Wojciech Grabowski, NCAR, Boulder, USA; Jerzy Jaworski, emeryt, IMGW-PIB;
Andrzej Kijko, University of Pretoria, RPA; Witold F. Krajeski, University of Iowa, USA;
Przemysław Ligęza, IMGW-PIB; Jacek Majowicz, University of Alberta, Edmonton, Kanada;
Maciej Sadowski, IOŚ-PIB

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny i statystyczny: Zbigniew Czechowski
Zastępca redaktora naczelnego: Joanna Wibig
Redaktorzy tematyczni: Artur Magnuszewski (hydrologia),
Barbara Popielawska (przestrzeń okołozemska), Piotr Środa (wnętrze Ziemi),
Joanna Trepińska (klimatologia), Joanna Wibig (meteorologia)
Redaktor techniczny: Rafał Stepanowski, Sekretarz redakcji: Krzysztof Bartoszek

ADRES REDAKCJI

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Podleśna 61, 01-673 Warszawa
e-mail: k.bartoszek@umcs.pl
tel. 22 69 15 683 (redaktor naczelny)

Polskie Towarzystwo Geofizyczne
IMGW-PIB, ul. Podleśna 61, 01-673 Warszawa, pok. 703
www.ptgeof.imgw.pl

Publikowane artykuły są opiniowane przez niezależnych recenzentów

Projekt okładki i opracowanie graficzne tytułów działów:
Andrzej Pilich

PRZEGLĄD GEOFIZYCZNY

KWARTALNIK

ROCZNIK LXVI

2021

ZESZYT 3-4

SPIS TREŚCI – CONTENTS

ORYGINALNE PRACE I PRZYSZYTKI – PAPERS AND CONTRIBUTIONS

- K. Kożuchowski, J. Wibig. Variation of the North Atlantic Oscillation according to Hurrell's NAO_{DJFM} index (1864-2019). Zmienność oscylacji północnoatlantyckiej na podstawie wskaźnika NAO_{DJFM} Hurrella (1864-2019) 137
- A.A. Marsz, A. Styszyńska. Zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego a przebieg wybranych elementów klimatycznych charakteryzujących klimat Polski. Changes in the thermal state of the North Atlantic and a course of selected climatic elements characterizing the climate of Poland 161
- I. Markiewicz. Okresy bez opadu oraz z opadem bardzo silnym w półroczu letnim w dorzeczu górnej Wisły. Periods without precipitation and with very heavy precipitation in the summer half-year in the Upper Vistula Basin 187
- K.M. Markowicz, P. Makuch, J. Markowicz. Własności optyczne i radiacyjne aerozolu nad południowo-wschodnią Polską emitowanego podczas pożarów biomasy w Kalifornii we wrześniu 2020 roku. Optical and radiative properties of an aerosol over South-Eastern Poland emitted during biomass burning in California in September 2020 209
- A.A. Marsz, A. Styszyńska. Zima 2019-2020 roku – historyczne minimum zlodzenia Bałtyku. Winter 2019-2020 – the historical minimum of the ice cover of the Baltic Seas 227
- A. Drożdżik. Specyfika kształtowania się warunków termiczno-tlenowych w zbiorniku Solina. The specificity of the formation of thermal and oxygen conditions in the Solina reservoir 251

KRONIKA – CHRONICLE

3rd International Conference of Polar Climate and Environmental Change in the
Last Millenium (Toruń, 30 VIII - 1 IX 2021) (A. Arażny, R. Przybylak) 273

◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYCZYNKI

Krzysztof KOŻUCHOWSKI, Joanna WIBIG

UNIwersytet Łódzki

VARIATION OF THE NORTH ATLANTIC OSCILLATION ACCORDING TO HURRELL'S NAO_{DJFM} INDEX (1864-2019)

ZMIENNOŚĆ OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ
NA PODSTAWIE WSKAŹNIKA NAO_{DJFM} HURRELLA (1864-2019)

Introduction

The North Atlantic Oscillation Index (NAO_{DJFM}), prepared by Hurrell (1995), expresses the difference between the standardized deviations from the mean pressure values in Lisbon and Iceland (Stykkishómur + Reykjavík) in the winter season, covering the period from December to March (DJFM). This indicator uses pressure averages and standard deviations determined on the basis of data from 1864-1983. It reflects, like other NAO indices, the changing gradients in the pressure field between the pressure systems which shape the North Atlantic Oscillation – the Azores High and the Icelandic Low. At the same time, it is also a measure of the intensity of the zonal atmospheric circulation over the North Atlantic and Europe. However, the design of the indicator entails the fact that the assessments of the intensity of western circulation at different seasons of the year based on it are not directly comparable (Styszyńska 2019). The Hurrell index is one of the so-called NAO station-based indices; therefore, it cannot precisely characterize the oscillation of pressure gradients between the Azores High and the Icelandic Low in the case of changes in the position of both systems. It should also be noted that there is a distance of more than 10 degrees longitude between Lisbon and Iceland, so the pressure gradient associated with the Hurrell index does not define the exact western direction of circulation – it is rather the WSW direction.

Positive values of the NAO_{DJFM} index mean an above-average intensity of circulation in the Lisbon-Iceland profile, negative indices indicate its weakening which is usually accompanied by the occurrence of meridional types of circulation, blockage situations, or even the flow of air masses from the east. However, it is worth emphasizing that negative NAO phases are not tantamount to the disappearance of the western zonal circulation.

During the “boreal winter” (DJFM), zonal circulation is the most strongly developed, shows the greatest year-to-year variability, and its impact on climatic conditions becomes the most significant (Visbeck et al. 2001; Iles, Hegerl 2017). The impacts of these changes are most clearly visible in the area of the 55th parallel and extend to Central and Eastern Europe.

The NAO_{DJFM} index is one of the circulation indices most frequently used by climatologists; it allows, among others, to explain much of the observed variation of individual climate elements (especially air temperature) over large mid-latitude areas in the Atlantic-European sector. The Hurrell NAO index has a strong positive correlation with the other “station-based” NAO indices, as well as with the circulation indices created by the method of principal components analysis of the pressure field (Wibig 2019). Hurrell et al. (2003) emphasize the fact that the NAO_{DJFM} index accurately reflects changes in pressure systems over the North Atlantic; it is closely correlated ($r = 0.92$) with the main component of the pressure field in the area of the NAO activity. Long-term changes in the NAO_{DJFM} Hurrell index turn out to be consistent with the changes in the “new NAO index” which allows for the shape of the pressure field in the vast area of the Atlantic and Europe between 20-90°N as well as 80°W and 30°E (Jianping, Wang 2003).

A significant correlation coefficient ($r = 0.61$) is characteristic of the values of the NAO_{DJFM} index and the frequency of zonal forms of mid-tropospheric circulation, delimited on the basis of the Vangenheim–Girs classification (Girs 1971, 1974; Degirmendžić, Kożuchowski 2019). A weaker, negative correlation occurs between the NAO_{DJFM} indices and the indices characteristic of the development of meridional types of circulation, such as the SCAND index ($r = -0.45$), or the frequency of E and C forms according to the Vangenheim–Girs classification ($r = -0.38$ and $r = -0.33$). A positive, significant correlation is characteristic of the relationship between the NAO_{DJFM} index and the frequency of zonal types of circulation over Poland and Europe, i.e. type A and type C2D according to the Osuchowska–Klein classification. The correlation coefficients here are $r = 0.548$ and $r = 0.324$, respectively (Styszyńska 2002). Bartoszek (2017) found a significant correlation between NAO_{DJFM} and the frequency of circulation types bringing strong western advection in Central and Eastern Europe ($r = 0.55$). He also noticed that the correlation between the NAO_{DJFM} index and the frequency of intense SW, W and NW advection became closer after 1960, probably as a result of the eastward shift of the baric systems controlling the North Atlantic Oscillation (Johnson et al. 2008; Bartoszek 2017).

Ostermeier and Wallace (2003) pointed to the convergence of the NAO index changes with the hemispheric Arctic Oscillation mode (AO/NAM); the NAO phenomenon was defined as a regional aspect of circulation processes on a hemispheric scale. They also mentioned the stochastic nature of their variation.

Ambaum et al. (2001) using the PCA methods compared NAO and AO variability; they found a negative correlation between zonal flows over the Atlantic and Pacific sectors of the hemisphere and expressed an intrigued conclusion that “... *the NAO paradigm may be more physically relevant and robust for Northern Hemisphere variability than is the AO paradigm*”.

Also Visbeck et al. (2001) expressed the view that changes in NAO indices over time are characterized by poor persistence and that the observed long-term fluctuations in NAO can be interpreted as a manifestation of random variation. Stephenson et al. (2000) pointed to the complex, both deterministic and stochastic nature of the NAO variation dominated by short-term 2-5-year fluctuations and with longer, ca 10-year trends appearing. According to Marsz (1999), the spectrum of the NAO_{DJFM} indices includes maxima related to 64- and 44-year cycles, but a cycle with a period of 7.76 years is most clearly visible and present also in the spectrum of various climatic characteristics of the winter season in Europe. Hurrell et al. (2003) presented a spectrum of the NAO_{DJFM} index series according to data from the period 1899-2002 which shows a tendency to quasi-two-year and 8-10-year periodicity and the presence of weak red noise in a time series. Similar spectral assessments were presented by Wunsch (1999): on the basis of a series of the NAO_{DJFM} indices from the years 1864-1996, he showed power maxima related to a periodicity of 2.5 and 8 years and a weak, or actually no persistence of the NAO changes over time (nearly white spectral density).

On the basis of the NAO_{DJFM} index series from 1864-1995, Marsz (1999) distinguished multi-year phases of the NAO changes, i.e. the so-called circulation epochs: an epoch of low NAO_{DJFM} indices lasting until 1899, i.e. of poor zonal circulation, an epoch of zonal circulation lasting until 1930 and again an epoch of weakened zonal circulation lasting until 1970, followed by another "zonal epoch". A characteristic feature of these changes is "the amplitude of the NAO index fluctuations between epochs increasing with time" (Marsz 1999, p. 233). The significant development of positive NAO phases related to changes in the thermohaline circulation in the Atlantic Ocean was presented by Hurrell et al. (2001).

The increase in the NAO indices at the end of 1980s to the maximum NAO_{DJFM} = +5.08 in the winter of 1988/1989 can be considered particularly significant. The decline in the NAO index in the winter of 2009/2010 (NAO_{DJFM} = -4.64) described by Osborn (2011) was equally rapid. However, the biggest change in the entire series of the NAO_{DJFM} indices beginning in 1864 occurred between the 1994/1995 and 1995/1996 winter seasons, when the NAO_{DJFM} index fell by as much as 7.74 NAO units to -3.78 in the winter of 1995/1996. As noted by Jones et al. (1997), it was a "dramatic switch of the index". It is noteworthy that all those extreme changes occurred in what should be described as the period of intense zonal circulation; the average value of the NAO_{DJFM} index in 1988-2015 was +1.04 (Styszyńska et al. 2019).

The above-mentioned epochs of the NAO changes correlate quite well with the circulation epochs defined by other authors based on various criteria; an overview of these divisions can be found in the articles by Degirmendžić et al. (2000, 2018).

The stochastic form of the variation of the NAO phases does not exclude the existence of factors influencing this variation. The multitude of these factors and their interrelationships as well as the macro-turbulent nature of circulation processes are most likely

the reason for the formation of stochastic aspects of the NAO variation¹. Hurrell et al. (2003) quote the results of analyzes by Feldstein (2000), who estimated that the year-to-year variation (variance) of the NAO indices in the second half of the 20th century was significantly higher than the “stochastic variance”, i.e. the level of climate noise. This surplus, reaching ca 60% of the total variance of the NAO indices, would therefore evidence the determination of the NAO fluctuations and the possibility of determining their causes.

A number of researchers point to the thermal interactions of the atmosphere over the Atlantic and the thermohaline circulation of ocean waters shaping the heat flow to the atmosphere, the pressure field and the form of atmospheric circulation (Rodwell et al. 1999; Hurrell et al. 2001; Sutton, Dong 2012; Gastineau, Frankignoul 2015; Marsz 2019). The North Atlantic Oscillation being formed in the atmosphere and its long-term trends may be directly linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) observed in the ocean (Bekryaev 2019). Wanner et al. (2001) regard the seasonal and short-term fluctuations in the NAO as a form of circulation variation which is entirely formed in the atmosphere, whereas as concerns the changes on a 10-year time scale they write about a likely impact of the processes taking place in the ocean and the amount of ice on its surface. An interesting report on the relationship of the ocean level anomaly with changes in the NAO index was recently presented by Świerczyńska-Chłaścik and Niedzielski (2020).

Threjll et al. (2003) wrote about the relationship between the NAO and the geopotential field in the atmosphere with geomagnetic activity. In a way, they referred to earlier hypotheses that solar activity was a factor shaping the cyclical and quasi-cyclical changes in the climate system (e.g. Bucha 1991).

Although much of the interest in the significance of solar impact on climate variation dates back to the early 20th century, it is still an important topic for research. The paper of Maruyama et al. (2008) represents an advanced form of such investigation. It indicates the relations between the solar activity, the ozone content in stratosphere and the zonality of atmospheric circulation on the basis of fractal analysis of selected time series of measurements. The above-delineated circulation epochs are subject to quasi-cyclical changes over a period of around 60 years which, according to some researchers (Sidorenkov, Orlov 2008), are correlated with the rotation of the Earth and which may be a signal of similar (65-70-year) oscillations in the global climate system (Schlesinger, Ramankutty 1994).

Some researchers, including the aforementioned Ostermeier and Wallace (2003) do not exclude anthropogenic influences on the atmospheric circulation, causing e.g. a significant development of the positive NAO phases observed at the end of the 20th century. A similar view was also expressed by Miętus (2002) according to whom “the statistically significant intensification of the positive NAO phase has extra-natural causes” (Miętus 2002, p. 44).

¹ Lyapunov theorem states that the distribution of a random variable X becomes a normal distribution if this variable is a sum of a large number of independent variables, each of which has only a negligible influence on the variable X (after: Gmurman 1975, p. 147). It is possible that this applies to the NAO index distribution.

The observed variation of the NAO indices is undoubtedly affected by the climate changes in the polar and subpolar regions. Both in the first phase of the warming in the Arctic at the turn of the 20th century and during the present climate change, the positive NAO phases developed with the variation of the NAO indices growing significantly from year to year; the amplitude of their fluctuations increased. Such “variability” can be seen by analyzing the 156-year series of the NAO_{DJFM} index.

Objectives, data and methods of analyzing the index variation

Regardless of the stochastic or quasi-stochastic origin of the analyzed index variation, there are significant anomalies in the index value in the NAO_{DJFM} time series which are grouped in multi-year periods referred to as “circulation epochs”. The duration of these “epochs” is sometimes disturbed by often-occurring extreme index values, inconsistent with the general character of the epoch: in the epochs of prevailing zonal circulation, deep minima of the index appear, and *vice versa*, in periods of weakened zonal circulation, high index values occur. Therefore, in this study the thesis was adopted that the duration of a circulation epoch is determined not so much by a significant deviation of the mean value of the circulation index, but by an “anomalous” frequency of high/low index values. The averages and frequencies are obviously correlated, but it seems that speaking of frequency slightly better reflects the actual “nature” of the circulation epochs. A similar approach, highlighting the frequency of “NAO regimes” in the description of the history of the NAO changes, was presented by Hurrell et al. (2003, see Fig. 11).

Moreover, it was assumed that the periods of significantly intensified or weakened zonal circulation do not follow each other directly. They are not the alternating multi-annual NAO phases (with positive or negative index values), but the episodic periods of significant concentration of high or low index values. Between these episodes there is an approximately “normal” state of zonal circulation, with its inherent variation between DJFM seasons and an approximately symmetrical distribution of the index values.

The main content of this article is an attempt to delimit the epochs as so defined. Its purpose is to outline the long-term history of the NAO changes on the basis of newly defined criteria, based on the evaluation of the observed distribution of the NAO_{DJFM} index values in individual decades of the multiannual period.

In the analyzes presented in this study, a time series of seasonal (DJFM) mean values of the NAO index according to Hurrell from the period 1864-2019 (the number of the NAO_{DJFM} items is $n = 156$) were used. The data comes from the collection of Hurrell Station Based DJFM NAO Index (Lisbon-Stykkishómur/Reykjavik-Island)².

The analyzes were performed using simple statistical methods: the mean value and standard deviation as well as deciles and quartiles of a series of the NAO_{DJFM} index values were determined. The division of indices according to the D1 and D9 deciles

² https://climatedataguide.uncar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt

and the Q1, Q2 and Q3 quartiles made it possible to assign each observed NAO_{DJFM} value to an appropriate class (fraction): <D1, <Q1, <Q2, >Q2, >Q3 and >D9.

In search for relationships between the index values in successive DJFM seasons of the multi-year period, a time series of changes in the year-to-year index value was used ($\Delta_i = NAO_{i+1} - NAO_i$). The absolute mean value of these changes ($|\Delta|$) and their variation (dispersion), as well as the frequency of year-to-year changes in the above-mentioned index fractions were calculated. The frequency of changes in the change sign was also considered (as a result of increases/decreases in the index in successive years). The frequency distributions of these changes were assessed based on contingency coefficients. The coefficient of convergence (association) in the form: $A = (ad - bc)/(ad + bc)$ was used, where a and d are the frequencies of succession of the matching index classes in successive years, b and c - the frequencies of successive diverse classes (a version of formula A according to Yule and Kendall, 1940). The contingency coefficient $\Phi = \sqrt{\chi^2/N}$ (where χ^2 is the value of chi-square test, N - number of elements) as well as its modified version known as Cramér's V coefficient were used. The differences between the frequency distributions were also assessed using the Kolmogorov-Smirnov test. The assessment of the persistence of the inter-annual NAO_{DJFM} index changes was performed using the autocorrelation coefficient (r1). A runs test was also used to assess persistence. The numbers of runs were determined based on the frequencies of individual fractions of the index. The specified numbers of runs (R) were compared with the number of runs in a sequence of random numbers (R_0):

$$R_0 = (2n_1 \cdot n_2)/(N+1)$$

where n_1 and n_2 are numbers of elements of two fractions and $N = n_1 + n_2 = 156$).

The significance of the difference in the numbers of runs was assessed based on the Z test:

$$Z = (R - R_0)/bsR_0$$

where bsR_0 - standard error of assessment of the number of runs R_0

$$bsR_0 = \sqrt{2n_1 n_2 (2n_1 n_2 - N) / (N^2 (N-1))} \text{ (according to Norcliffe 1986).}$$

The frequencies of the NAO_{DJFM} indices were analyzed in consecutive 10-year periods, i.e. in 147 decades. The frequency of the NAO_{DJFM} indices was calculated, taking into consideration the classes (fractions) of its values determined by quartiles and the 1st and 9th deciles. Based on the binomial distribution, theoretical probabilities (P) of the frequencies of fractions (k) in 10-year series were determined (Table 1). The known Bernoulli formula was used: $P(k) = C_n^k p^k q^{n-k}$ where $k = 0, 1, 2 \dots, n$, $n = 10$, $p + q = 1$, C_n^k - coefficients in Newton's binomial expansion formula (after Gmurman 1975).

Attention was drawn to the decades in which the observed frequencies were characterized by a significantly low probability of occurrence ($P < \approx 0.05$). For example, the decades were distinguished in which the number of cases of the $NAO_{DJFM} > Q2$ was significantly high and amounted to $k \geq 8$, and the decades in which the number of cases of the $NAO_{DJFM} > Q2$ was significantly low and was $k \leq 2$. These decades were assigned Z (zonal) and M (meridional) symbols, respectively. Similarly, decades were distinguished based on the frequency of the $NAO_{DJFM} > Q3$ and $NAO_{DJFM} < Q1$ (here in both cases $k \geq 5$ and $k = 0$) and on the frequency of the $NAO_{DJFM} > D9$ and $NAO_{DJFM} < D1$ (in these cases $k \geq 3$) (see Table 1). The distinction into Z decades and M decades based on the anomalous frequencies of the 5th fraction, i.e. $NAO_{DJFM} > Q2$, $NAO_{DJFM} > Q3$, $NAO_{DJFM} < Q1$, $NAO_{DJFM} < D1$ and $NAO_{DJFM} > D9$ were treated jointly, allowing for the “anomalous” frequency of the 1st, 2nd ... or 5th fraction (in most cases the anomalous decade was distinguished by the anomalous frequencies of several fractions). This manner of distinguishing between the Z decades and the M decades is hereinafter referred to as the “F5 method”.

Table 1. Probabilities (P) of occurrence of exactly k events with probability p in 10 trials (in a 10-year period).

Tabela 1. Prawdopodobieństwa (P) wystąpienia dokładnie k zdarzeń o prawdopodobieństwie p w 10 próbach (w 10-letciu).

k	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
p = 0.50	<0.01	0.01	0.04	0.12	0.21	0.25	0.21	0.12	0.04	0.01	<0.01
p = 0.25	0.06	0.19	0.28	0.25	0.15	0.06	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
p = 0.10	0.35	0.39	0.19	0.06	0.01	<0.01	<0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01

Furthermore, a second, slightly changed method of assessing the structure of indices in decades was prepared; namely, the frequencies of the NAO_{DJFM} index $> Q1$ (frequency f_1), $NAO_{DJFM} > Q2$ (f_2) and $NAO_{DJFM} > Q3$ (f_3) were used in the construction of the frequency index $\Sigma f = f_1 + f_2 + f_3$. In the case of a decade, the index may assume the values $0 \leq \Sigma f \leq 30$, and the average long-term frequency distribution ($3/4n + 2/4n + 1/4n$) appearing in a decade ($n = 10$) is characterized by the index $\Sigma f = 15$. For the sake of simplicity, the results are presented in the form of the difference $\Sigma df = 15 - \Sigma f$ and the relative measure $\Sigma df/15$. Based on the assessment of the standard deviation of the frequency index, the ranges of significant (at a level of $\alpha = 0.05$) deviations of the index regarding the value of $\Sigma f = 15$ were determined: $\Sigma f \leq 7$ and $\Sigma f \geq 23$. The decades satisfying the condition $\Sigma f \leq 7$ and $\Sigma f \geq 23$ were assigned to class M and class Z, respectively (the “DF” method). Both indices (F5 and DF) provide the data for delimitation of extreme episodes in the course of NAO.

The frequency index was used to describe the long-term fluctuation of the NAO_{DJFM} index, i.e. its changes in successive decades and consecutive 10-year periods. The Σdf indicator is of course correlated with the average value of the NAO_{DJFM} index in decades (correlation coefficient $r = 0.97$); it is, however, a filter allowing to “smooth out” the extreme

values of the index, and at the same time satisfying the assumption that the multi-year periods of significant intensification or weakening of zonal circulation, i.e. the “circulation epochs”, shaped by significant changes in the frequency of positive and negative NAO phases, reflect the “anomalies” of this frequency. The frequency index turned out to be a stricter criterion for distinguishing significant NAO anomalies than the deviations of the NAO_{DJFM} mean values or the criteria of the F5 method.

The fluctuations of the frequency index were compared with the fluctuations of random numbers. For this purpose, four selected 156-element runs of random numbers from a probability density set of normal distribution u (u) were used, which made it possible to create a series of random distributions of the frequency index in 10-element samples and to compare them with the observed Σdf indices in 10-year periods.

Persistence and year-to-year index variation

The statistics describing the set of the NAO_{DJFM} indices in the multiannual period 1864-2019 are presented in Table 2. The average value of the index in the multiannual period is slightly higher than 0, which results from the predominance of positive NAO phases at the end of the 20th century and the fact that the Hurrell index was defined on the basis of data ending in 1983. Most of the highest index values appeared in the 1980s and later, whereas the lowest indices occurred in the vast majority before 1970. The highest recorded value of the index ($NAO_{DJFM} = 5.08$) occurred in 1989³, the lowest (-4.89) in 1969. These numbers indicate a growing tendency and significant fluctuations in the NAO_{DJFM} index in the second half of the 20th century; however, the previous multiple changes of its trends in particular parts of the entire multi-year period 1864-2019 raise doubts as to the existence of a permanent upward trend in the NAO, notably understood as a linear trend.

The amplitude of changes in the index in the multiannual period 1864-2019 is close to the value of 10 NAO units, and the extreme values of the index are distributed approximately symmetrically with respect to the average and satisfy the “three-sigma rule” ($3 \times 1.95 = 5.85$, see Table 2). The distances between the quartiles and the median and the slight difference between the mean and the median indicate that the observed NAO_{DJFM} distribution is not perfectly symmetrical. However, it also shows no significant differences in comparison with the normal distribution. Using the chi-square test, $\chi^2 = 9.66$ was obtained, which means there are no significant differences in distributions at the level of $\alpha = 0.05$.

The persistence of the short-term variation of the NAO_{DJFM} was analyzed using a runs test: runs were distinguished in which NAO_{DJFM} year-to-year values continued to remain

³ In the descriptions of the NAO_{DJFM} series of indices, the date of occurrence of a given value means the year corresponding to the months of JFM; the 1989 index corresponds to season D 1988 / J, F, M 1989, the 1969 index corresponds to season D 1968 / J, F, M 1969, etc.

Table 2. Statistics of a time series of the NAO_{DJFM} index values (1864-2019).Tabela 2. Statystyki szeregu czasowego wartości indeksów NAO_{DJFM} (1864-2019).

Statistics/Statystyki	NAO _{DJFM}			
mean/średnia	0.23			
difference*/różnica Δ	2.03			
stand. dev./odch. stand.	1.95			
1 st decile/1. decyl D1	-2.42			
1 st quartile/1. kwartył Q1	-1.03			
median/mediana Q2	0.27			
3 rd quartile/3. kwartył Q3	1.63			
9 th decile/9. decyl D9	2.74			
10 highest (max) and 10 lowest (min) values 10 najwyższych (max.) i 10 najniższych (min.) wartości	max.	year/rok	min.	year/rok
	3.87	1882	-3.01	1870
	3.89	1903	-3.80	1881
	3.18	1920	-3.97	1895
	3.42	1983	-3.80	1917
	5.08	1989	-3.86	1936
	3.96	1990	-3.60	1963
	3.28	1992	-2.88	1965
	3.96	1995	-4.89	1969
	3.17	2002	-3.78	1996
3.56	2015	-4.64	2010	

*Mean absolute difference between successive index values (= year-to-year change).

*Średnia bezwzględna różnica między kolejnymi wartościami indeksu (= zmiana z roku na rok).

in the ranges determined by deciles and quartiles (below and above the 1st decile, below and above the 1st quartile, etc.).

For the ranges defined by the median (NAO_{DJFM} < Q2 and NAO_{DJFM} > Q2), 72 runs were found in the 156-year sequence of the NAO_{DJFM} values, in which successive indices assumed values below or above the median. The longest run covered 8 consecutive years with the values NAO_{DJFM} > Q2; those were the years 1988-1995. The longest run of the NAO_{DJFM} < Q2 values included 5 consecutive years in the periods 1915-1919 and 1962-1966. Most of the runs were shorter and half were one-year runs (19 + 17 runs, see Table 3).

The number of the NAO_{DJFM} < Q2 and NAO_{DJFM} > Q2 index runs (R = 72) does not differ significantly from the number of runs randomly distributed in time series (R0 = 79 +/- 6.22), which is confirmed by a low value of the runs test (Z = 1.13). We can only speak of a weak, insignificant persistence, causing the index value to remain below or above the median level in several consecutive years. The symptoms of persistence are slightly stronger in the range of the highest index values; the numbers of runs determined according to the thresholds set by the 3rd quartile and the 9th decile can be considered significantly lower than the number of runs in a random series (however, only at the significance level of $\alpha = 0.10$) (Table 3).

Table 3. Number of runs of the NAO_{DJFM} values greater and less than the median (Q2), the 1st and 3rd quartiles (Q1 and Q3) and the 1st and 9th deciles (D1 and D9) by their duration T [number of years].

Tabela 3. Liczba serii wartości NAO_{DJFM} większych i mniejszych od mediany (Q2), 1. i 3. kwartyła (Q1 i Q3) oraz 1. i 9. decyla (D1 i D9) według czasu ich trwania T [liczba lat].

Duration/Czas trwania T*	1	2	3	4	5	6	7	8	Σ no. of runs/ Σ liczba serii	R_0	z test
$NAO_{DJFM} > D9$	9	3	0	0	0	0	0	0	25	29.1 ± 2.2	1.86
$NAO_{DJFM} > Q3$	18	5	1	2	0	0	0	0	52	59.5 ± 4.7	1.60
$NAO_{DJFM} > Q2$	19	6	5	2	2	1	0	1	72	79.0 ± 6.2	1.13
$NAO_{DJFM} < Q2$	17	5	7	5	2	0	0	0	72	79.0 ± 6.2	1.13
$NAO_{DJFM} < Q1$	23	4	1	0	1	0	0	0	61	59.5 ± 4.7	0.32
$NAO_{DJFM} < D1$	12	0	1	0	0	0	0	0	27	29.1 ± 2.2	0.95

* Duration of runs of the NAO_{DJFM} values belonging to a range according to specified inequalities. The total number of runs (Σ) is \approx twice as high.

* Czas trwania serii wartości NAO_{DJFM} należących do przedziału wg wyszczególnionych nierówności. Łączna liczba serii (Σ) jest \approx dwukrotnie wyższa.

The weak or even minute signs of persistence of the NAO_{DJFM} indices confirm the frequency distribution of their year-to-year changes (Table 4). The frequency of the index value remaining within a given quartile in consecutive years is not too high; this kind of stability accounts for only about a quarter of all year-to-year changes. High indices ($1/3$ of repeating values $NAO_{DJFM} > Q3$ in consecutive years) are the most stable. The most unstable indices belong to the $Q2 < NAO_{DJFM} < Q3$ range; they repeat themselves in only 15% of changes. Weak persistence also applies to the entire class of indices higher and the class of indices lower than the median (Q2). They are stable only in 54% of changes. The coefficient of convergence of year-to-year changes (A) of the two index classes is only 0.17 and is not statistically significant (z-test = 1.05).

As a whole, the structure of the frequency of year-to-year changes does not differ significantly from the frequencies evenly distributed in a 4×4 array. This is evidenced by a low contingency coefficient ($\Phi = 0.13$) and the insignificant value of the chi-square test (Table 4). However, seeing the data in Table 4, one can notice that the indices belonging to the class of a given quartile tend to change next year, which places them in the class of the adjacent quartile. The tendency results from the magnitude of the average year-to-year change $|\Delta_i|$, which is greater than the distance between quartiles (see Table 2).

The NAO_{DJFM} indices in the period 1864-2019 are characterized by a positive, insignificant, and at the same time unstable autocorrelation of successive values in a time series (the first autocorrelation coefficient $r1 = +0.14$). In the first part of the analyzed period, until the end of the 19th century, the variation of the indices is described by a significant, negative autocorrelation ($r1 = -0.38$), which proves the exceptionally great year-to-year variation of the NAO_{DJFM} indices. Positive, but insignificant autocorrelation coefficients in the NAO_{DJFM} time series appear in the second part of the multiannual period, starting from the 1960s (Fig. 1). The coefficients presented herein correspond with the assessments

Table 4. Structure of year-to-year changes (Δ_i) of the NAO_{DJFM} index according to quartiles Q1, Q2, Q3. The ratios* of the observed frequencies to the frequency of average, even distribution of indices in the multiannual period ($f = 155/16$) and the assessment of the difference between these distributions based on the chi-square test (χ^2) and the contingency coefficient (Φ) are given.

Tabela 4. Struktura zmian indeksu NAO_{DJFM} z roku na rok (Δ_i) według kwartyli Q1, Q2, Q3. Podano stosunki* obserwowanych częstości do częstości średniego, równomiernego rozkładu indeksów w wieloletniu ($f = 155/16$) oraz ocenę różnicy między tymi rozkładami na podstawie testu chi-kwadrat (χ^2) i współczynnika kontyngencji (Φ).

year/rok		i + 1			
i		1	2	3	4
1	$NAO_{DJFM} > Q3$	1.16	1.37	0.63	0.84
2	$Q3 > NAO_{DJFM} > Q2$	1.23	0.62	1.23	0.92
3	$Q1 < NAO_{DJFM} < Q2$	0.72	0.92	1.13	1.23
4	$NAO_{DJFM} < Q1$	0.92	1.13	0.92	1.02
$\chi^2 = 7.4 \quad \Phi = 0.13$					

* The highest values of quotients are distinguished in bold.
 * Pogrubioną czcionką wyróżniono najwyższe wartości ilorazów.

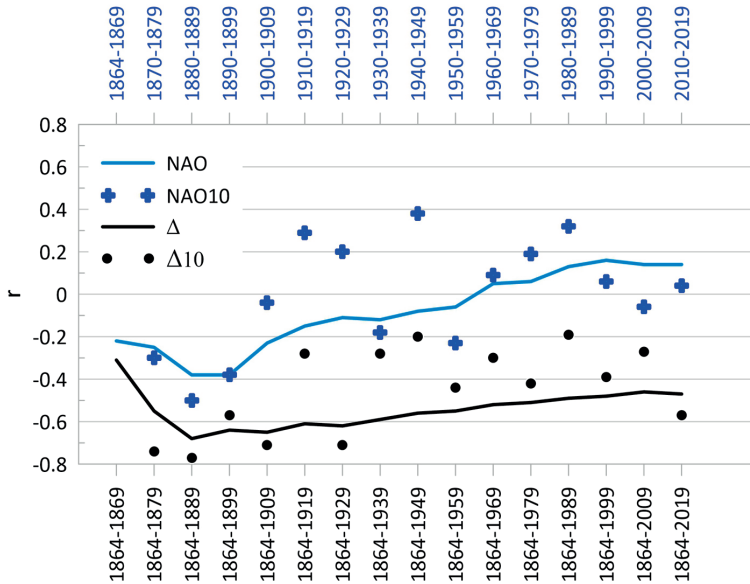


Fig. 1. Autocorrelation in time series of the NAO_{DJFM} index values and year-to-year changes in the index ($\Delta_i = NAO_{i+1} - NAO_i$). First autocorrelation coefficients (r_1) in successive decades (NAO10 and Δ_{10} – signatures • +) and in the period from the beginning of series in 1864 (NAO and Δ – solid lines)

Rys. 1. Autokorelacja w szeregach czasowych wartości indeksu NAO_{DJFM} i zmian z roku na rok indeksu ($\Delta_i = NAO_{i+1} - NAO_i$). Pierwsze współczynniki autokorelacji (r_1) w kolejnych dekadach (NAO10 i Δ_{10} – sygnatury • +) oraz w okresie od początku serii w 1864 r. (NAO i Δ – linie ciągłe).

of Hurrell et al. (2003) who, based on the NAO_{DJFM} series beginning in 1900, determined the autocorrelation coefficient $r1 = +0.24$.

The insignificant persistence of the NAO_{DJFM} index is accompanied by its intense fluctuations and changes in the signs of year-to-year changes. The mean absolute value of the year-to-year change ($|\Delta_i|$) exceeds the values of standard deviation as well as the difference between quartiles (see Table 2). The standard deviation of year-to-year changes ($std\Delta_i = 2.57$) is also clearly greater than the standard deviation of the index values ($std\ NAO_{DJFM} = 1.95$). The variance of changes Δ_i thus reaches 1.75 times the value of the variance of the NAO_{DJFM} indices and is close to the variance of changes in a random series, where an analogous variance ratio is at a level of ≈ 2.1 .

A significant, negative autocorrelation of the values of the NAO_{DJFM} index year-to-year changes was found: the $r1$ autocorrelation coefficient assumes a value of -0.47 . The statistically significant negative autocorrelation in the Δ_i series persists throughout the multiannual period (Fig. 1). Worth noting is also the small difference between the autocorrelation coefficients in the series of observed changes in the index value and autocorrelation in the series of changes in NAO_{DJFM} random values, determined on the basis of the random series of the normal distribution probability density function ($r1 \approx -0.44$).

The negative autocorrelation of changes in Δ_i is confirmed by other statistics:

*Nearly 2/3 of the cases of consecutive, comparable differences between indices in a time series ($31.8 + 32.5\%$) are changes with the opposite sign. Only 35.7% are the cases when changes have the same signs in the following year (Table 5).

**There is a significant negative convergence of the directions of year-to-year changes in the NAO_{DJFM} index value. The convergence coefficient $A = -0.528$ is statistically significant at the level of $\alpha = 0.05$.

***In the 155-element sequence of annual changes in the value of the NAO_{DJFM} index ($\Delta_i = NAO_{i+1} - NAO_i$), 100 runs were found to contain successive decreases ($\Delta_i < 0$) and successive increases ($\Delta_i > 0$) of indices from year to year. In most cases, the index change sign (increase/decrease) lasted only for 1 or 2 years. The observed number of series of positive and negative values in the time series Δ_i is practically equal to the number

Table 5. The distribution of frequencies [%] of increases and decreases in NAO_{DJFM} indices (Δ_i) in successive years of the period 1865-2019 ($i = 1, 2, 3 \dots, 154$), the coefficient of convergence of sign of changes (A), Z test value as well as autocorrelation coefficient $r1$ and t test value.

Tabela 5. Rozkład częstości [%] przyrostów i spadków indeksów NAO_{DJFM} (Δ_i) w kolejnych latach okresu 1865-2019 ($i = 1, 2, 3 \dots, 154$), współczynnik zbieżności znaku zmian (A) i wartość testu Z oraz współczynnik autokorelacji $r1$ i wartość testu t.

Year/rok	i + 1	
	Increases/wzrosty $\Delta_{i+1} > 0$	Decreases/spadki $\Delta_{i+1} < 0$
Increases/wzrosty $\Delta_i > 0$	17.5	31.8
Decreases/spadki $\Delta_i < 0$	32.5	18.2
$A = -0.528$ $z = -3.546$ $r1 = -0.47$ $t = -6.59$		

of series of changes in the series of random numbers formed from the values of the standardized normal distribution. The inter-annual fluctuations, dominated by successive increases and decreases in the NAO_{DJFM} value, are an important feature of the short-term index variation, revealing, as can be assumed, the stochastic aspect of this variation. Changes in the signs of index changes are clearly dominant in comparison with the weak signs of persistence in the NAO_{DJFM} time series.

Long-term changes and circulation epochs

In the assessment of long-term changes in the analyzed index, the distributions of its values in the consecutive 10-year periods of the years 1864-2019 were used. It can be concluded that the decade scale makes it possible to effectively compensate for short-term and probably stochastic fluctuations in the index, and, as a result, to capture the picture of the formation of longer-lasting fluctuations, i.e. the circulation epochs.

Using the "F5" method, the decades representing significantly high indices (Z) were distinguished, as well as the decades including the years with low indices (M) (see description in the part "Objectives, data and methods ..."). The distribution of the distinguished decades in the long-term period is presented in Table 6.

The decades included in the Z and M classes, and thus potentially representing the Z or M circulation epochs, cover over 2/3 of the analyzed long-term period. The remaining 10-year periods should be considered as characterized by the occurrence of average circulation conditions. A certain exception is the Z/M decade (1928-1937), which includes both the years grouped in class Z (1926-1935) and in class M (1928-1937).

Most of the distinguished decades are characterized by significant positive deviations of the mean values of the 10-year NAO_{DJFM} index from the long-term mean (Z* in Table 6) or significant negative deviations (M*). Such deviations clearly increase during the analyzed multiannual period, which proves the growing amplitude of the index fluctuations.

In general, the distribution over time of decades Z and M reflects the occurrence of two waves of increased zonal circulation (Z) and two waves of weak zonal circulation (i.e. developed meridian circulation - M) in the long-term period. These waves roughly correspond to the circulation epochs already known from other reports (Marsz 1999; Degirmendžić et al. 2000; Sidorenkov, Orlov 2008; Degirmendžić, Kożuchowski 2018). They can be assigned the designations M1, Z1, M2, Z2. However, the analysis of the decade distributions of the NAO_{DJFM} clearly shows the unstable nature of these epochs. In each of them, there are series of decades or individual decades representing average circulation conditions. In particular, epoch "M1" is revealed as only 2 "anomalous" 10-year periods (1870-79 and 1886-95) and a long series of years with average circulation conditions dominating. In the "Z" epochs, there are at least two series of decades classified as class Z. The question arises whether each of these series belongs to one epoch?

Table 6. Decades of the period 1864-2019 included in class M and class Z based on anomaly in the frequency of the NAO_{DJFM} index fraction ("F5" method). More explanations in the text.

Tabela 6. Dekady okresu 1864-2019 zaliczone do klasy M i klasy Z na podstawie anomalii częstości frakcji indeksu NAO_{DJFM} (sposób „F5”). Bliższe objaśnienia w tekście.

10-year period/10-lecia	+									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1861-1870	a	b	c	...						M
1871-1880										
1881-1890						M				
1891-1900										
1901-1910	Z	Z	Z*	Z	Z*	Z	Z			
1911-1920						Z	Z	Z	Z	Z
1921-1930	Z				Z	Z		Z/M		
1931-1940										
1941-1950										M
1951-1960	M		M	M	M*	M*	M*	M*	M*	M*
1961-1970	M*	M*	M*	M*	M					
1971-1980										Z
1981-1990	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*	Z*
1991-2000	Z*	Z	Z	Z						
2001-2010					Z	Z	Z	Z	Z	Z

a, b, c... – successive consecutive 10-year periods: 1861-1870, 1862-1871, 1863-1872, etc.

a, b, c... – kolejne konsekwtywne 10-lecia: 1861-1870, 1862-1871, 1863-1872 itd.

(*) mean 10-year index values significantly different from the mean of 1864-2019
(significance level 0.05 according to Cramér's test)

(*) średnie 10-letnie wartości indeksu istotnie różne od średniej 1864-2019
(poziom istotności 0,05, wg testu Cramera).

In search of multi-year periods (over 10 years) significantly different due to the frequency distribution of the NAO_{DJFM} , two such periods can be identified and they cover the years 1951-1971 (M2) and 1980-1995 (Z2).

The frequency of low values of the NAO_{DJFM} index was particularly high in the period 1951-1971 when over 80% of values below the median occurred, including almost 1/4 of values below the 1st decile, with no cases of the NAO_{DJFM} index > D9. On the other hand, the period 1980-1995 represented the highest values of the index, including the maximum of the entire series from 1989 and 6 cases of the NAO_{DJFM} index > D9. The index frequency distributions in the distinguished periods significantly differ from the long-term distribution (n_0) as opposed to the distributions created by indices from other parts of the multianual period (Table 7). It follows that long-term and significant changes in the structure of the NAO_{DJFM} index value took place in the second half of the 20th century.

The dynamics of development of significant changes in the frequency of individual index fractions is illustrated, to some extent, in the diagram in Figure 2. It presents the pat-

Table 7. Frequency distributions of the NAO_{DJFM} index in selected parts of the period 1864-2019; frequencies [n/10 years] and maximum values of differences of cumulative distributions (DKS) based on the Kolmogorov-Smirnov test.

Tabela 7. Rozkłady częstości indeksu NAO_{DJFM} w wybranych częściach okresu 1864-2019; częstości [n/10lat] i wartości maksymalne wartości różnic skumulowanych rozkładów (D_{KS}) wg testu Kolmogorova-Smirnova.

NAO _{DJFM} Ranges/ Przedziały	n ₀	1864-1902	1903-1928	1929-1971	1951-1971	1972-2019	1980-1995
		(M1)	(Z1)	(M2)		(Z2)	
>D9	1.0	0.5	0.8	0.0	0.0	2.3	3,8
>Q3	2.5	1.5	4.2	0.9	0.5	3.8	5,0
>Q2	5.0	3.6	6.2	3.7	1.9	6.7	8,8
<Q2	5.0	6.4	3.8	6.3	8.1	3.3	1,3
<Q1	2.5	3.3	0.8	3.7	5.7	1.7	0,0
<D1	1.0	1.0	0.4	1.9	2.4	0.4	0,0
D _{KS}		0.141	0.173	0.157	0.321*	0.129	0.375*
D _{0.05}		0.22	0.27	0.21	0.29	0.20	0.33

* differences significant at the level of $\alpha = 0.05$, D_{0.05} – critical values of the KS test.

* różnice istotne na poziomie $\alpha = 0,05$, D_{0,05} – krytyczne wartości testu KS.

tern of the NAO_{DJFM} index frequency structure (in the ranges $< Q1 < Q2 < Q3$) in the consecutive 10-year periods of the multiannual period 1864-2019 and in the two decades representing extreme cases of this structure. Changes in the structure of indices in successive decades reflect the most important features of their long-term variation: two “waves” of intensified NAO dominate with the maxima in the years 1900-1920 and 1980-1990, and the depression separating them in 1950-1960. The decade of the 1950s was the only one characterized by the absence of cases of an index higher than the third quartile, whereas in the decade of the 1960s, also exceptionally, most of the NAO_{DJFM} values were within the range below the first quartile. Both decades were characterized by significant, negative deviations of the mean values of the NAO_{DJFM} (see Table 6).

What is interesting and perhaps also significant is the consequence of changes in the index in the analyzed period: in the 1950s there was a reduction in the frequency of the highest indices (>3), and then, in the decade of the 1960s, there was a huge surplus of the lowest indices signaled by a significant decrease in the NAO_{DJFM} in 1961-1962 ($\Delta_i = -4.18$). In the next decades, after a zero frequency of the lowest indices ($<Q1$) in the 1980s, there was a significant increase in the index in 1988-1989 ($\Delta_i = +4.36$) and an increase in the frequency of high indices ($>Q3$) in the 1990s.

It can be noticed that the amplitude of frequency fluctuations of the lowest index values over a multiannual period (i.e. NAO_{DJFM} $< Q1$ values), mainly due to the depression of the 1950s and 1960s, is clearly greater than the frequency amplitude of the highest index values (NAO_{DJFM} $> Q3$), which in this light again turns out to be a bit more stable. In general, fluctuations in frequency in 10-year periods are characterized by a certain persistence:

the direction (sign) of changes between decades usually persists for 2-4 consecutive decades (see Fig. 2).

The frequencies of successive quartiles of the NAO_{DJFM} distribution do not change in parallel (synchronously); the correlations between changes in individual fractions are obviously negative, but at the same time quite varied. The strongest are the correlations between changes in the $NAO_{DJFM} < Q1$ and $Q2 < NAO_{DJFM} < Q3$ ($r = -0.41$) fractions and the $Q1 < NAO_{DJFM} < Q2$ and $NAO_{DJFM} > Q3$ fractions ($r = -0.40$). Therefore, more unambiguous assessments of the NAO fluctuations result from the use of the frequency index (Σdf) synthetically presenting NAO_{DJFM} fractions and constituting a statistical measure of the index in given time periods (here: in 10-year periods).

The frequency indices in consecutive 10-year periods vary from $\Sigma df = -12$ in the decade 1962-1971 to $\Sigma df = +10$ in the decade 1986-1995 (Table 8). The frequency distributions of the NAO_{DJFM} index in these extreme (not only due to the values of Σdf) 10-year periods are presented in Table 9. The maximum and minimum of the frequency index occur in the decades distinguished by the highest and the lowest average 10-year value of the index. The frequency distributions themselves are remarkably skewed.

Significant positive values of the frequency index ("Z") occur in the decade 1905-1914 and in decades in the period 1985-2000, and indicate the intensification of zonal circulation in these years, i.e. in epochs Z1 and Z2. Then, significant negative indicators ("M") characterize 10-year periods in the years 1955-1972, i.e. only in the M2 epoch.

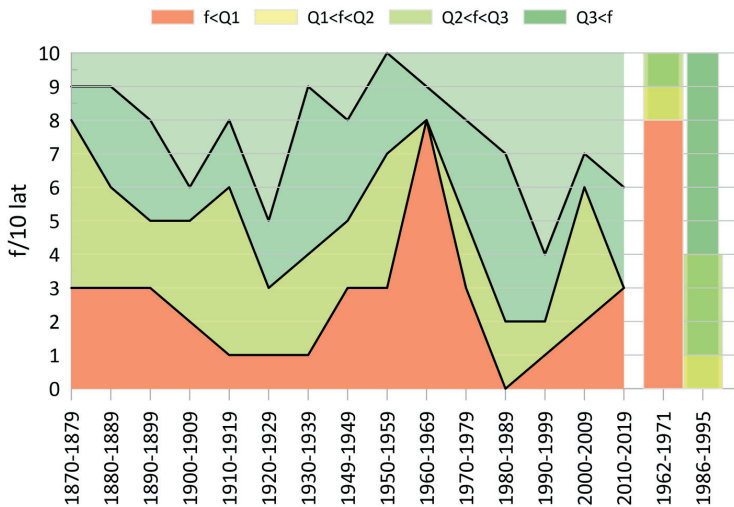


Fig. 2. Frequencies (f) of the NAO_{DJFM} index in successive decades from 1870-1879 to 2010-2019 and frequencies in 10-year periods 1962-1971 and 1986-1995. The following quartile frequencies were considered: $f < Q1$, $Q1 < f < Q2$, $Q2 < f < Q3$ and $f > Q3$.

Rys. 2. Częstości (f) indeksu NAO_{DJFM} w kolejnych dekadach od 1870-1879 do 2010-2019 oraz częstości w 10-leciach 1962-1971 i 1986-1995. Uwzględniono częstości w przedziałach kwartyli: $f < Q1$, $Q1 < f < Q2$, $Q2 < f < Q3$ i $f > Q3$.

Table 8. Frequency indices (Σdf) in consecutive decades of the period 1864-2019 (order of decades as in Table 6).

Tabela 8. Wskaźniki frekwencji (Σdf) w kolejnych dekadach okresu 1864-2019 (kolejność dekad jak w tab. 6).

10-year period/10-lecie	+									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1861-1870				-3	-1	-1	-2	-1	-2	-5
1871-1880	-3	-4	-2	-2	-3	-2	-3	-2	-4	-3
1881-1890	-2	-1	-4	-5	-4	-5	-3	-3	-1	-1
1891-1900	-4	-4	-4	-1	-3	0	1	2	2	2
1901-1910	5	6	7	7	8 ^Z	6	4	1	0	0
1911-1920	0	1	3	3	1	3	3	6	7	7
1921-1930	6	4	2	0	2	1	0	-1	0	1
1931-1940	-1	-2	-2	-1	-1	0	1	-1	-2	-1
1941-1950	1	1	2	1	0	-3	-4	-2	-3	-5
1951-1960	-7	-4	-6	-7	-8 ^M	-8 ^M	-8 ^M	-8 ^M	-10 ^M	-10 ^M
1961-1970	-10 ^M	-12 ^M	-10 ^M	-7	-5	-2	0	-2	-1	-1
1971-1980	1	3	3	3	3	1	1	2	3	6
1981-1990	7	6	7	7	8 ^Z	10 ^Z	8 ^Z	8 ^Z	8 ^Z	8 ^Z
1991-2000	8 ^Z	6	5	3	1	-1	-1	1	2	0
2001-2010	-3	-3	-2	-3	-1	1	3	2	1	3

Symbols "Z" denote significant positive deviations of frequency index from the value 0, symbols "M" - significant negative deviations (at the level of $p \leq 0.05$). The range of possible extreme values of frequency index: $-15 \leq \Sigma df \leq +15$.

Symbolami „Z” oznaczono istotne pozytywne odchylenia wskaźnika frekwencji od wartości 0, symbolami „M” - istotne negatywne odchylenia (na poziomie $p \leq 0,05$). Zakres możliwych skrajnych wartości wskaźnika frekwencji: $-15 \leq \Sigma df \leq +15$.

There is quite a significant number of periods marked by the frequency index $\Sigma df = 0$, which means an approximately uniform frequency distribution of the NAO_{DJFM} indices in a decade, but also indicates the discontinuous nature of anomalies in epochs. The signs of the frequency index, which vary from decade to decade, have a similar meaning; this variation applies especially to the period after 1995 and indicates the variation of relatively high index values at that time.

The observations resulting from the data analysis in Table 8 confirm the thesis that periods of increased and of decreased zonal circulation, i.e. the periods of dominance of positive or negative NAO phases, called circulation epochs, do not form continuous time sequences. There are "neutral" periods between them with average circulation conditions ($\Sigma df \approx 0$ index).

Furthermore, it seems that the delimitation of epochs should be based on the criterion of the significance of the anomalies characteristic of these epochs. The above-presented attempts to find statistically significant anomalies in the NAO_{DJFM} index statistics lead

Table 9. NAO_{DJFM} index frequencies in quartile ranges ($f > Q1$, $f > Q2$ and $f > Q3$), frequency indices (Σdf) and average NAO_{DJFM} index values in selected decades ($n = 10$) and over the entire period 1864-2019 ($n = 156$). Index frequencies – number of cases in a 10-year period and the multiannual period 1864-2019.

Tabela 9. Częstości indeksu NAO_{DJFM} w przedziałach według kwartyli ($f > Q1$, $f > Q2$ i $f > Q3$), wskaźniki frekwencji (Σdf) oraz średnie wartości indeksu NAO_{DJFM} w wybranych dekadach ($n = 10$) i w całym wieloleciu 1864-2019 ($n = 156$). Częstości indeksu – liczba przypadków w 10-leciu i w wieloleciu 1864-2019.

Period/Okres	NAO _{DJFM} > Q1	NAO _{DJFM} > Q2	NAO _{DJFM} > Q3	Σdf	$\Sigma df/15$	Mean/średnia NAO _{DJFM}
1962-1971	2*	1*	0*	-12	-0.80	-2.09*
1986-1995	10*	9*	6*	10	0.67	2.35*
1864-2019	117 (7.5/10 years/lat)	78 (5.0/10 years/lat)	39 (2.5/10 years/lat)	0	-	0.23

* significant deviations from the mean value; see also explanations to Table 8.

* istotne odchylenia od wartości średniej; zob. też objaśnienia w tab. 8.

to the conclusion that in the analyzed multiannual period the most clearly visible significant anomalies (on a 10-year scale) were the 1950s and the 1960s as well as the 1980s and the 1990s, representing the M2 and Z2 epochs. In addition, some criteria also allow to indicate the anomalous nature of circulation conditions in part of the Z1 epoch and trace (short-term) symptoms of anomalies in the M1 epoch at the end of the 19th century (see Table 6 and Table 8).

As a result of the observations made, the following epochs in a strict sense should be distinguished: 1905-1914 (Z1), 1955-1972 (M) and 1985-2000 (Z2). The further presented interpretation of changes in the frequency index, however, prompts to treat this division carefully and to recognize that long-term changes in the NAO_{DJFM} index are fluctuations only slightly different from “random variable walk”.

A generalized picture of changes in the frequency index showing the values of Σdf in successive decades (Fig. 3) once more shows four phases of changes in the NAO_{DJFM} index, the last two of which are characterized by significant (at the level of $p \leq 0.05$) deviations in the frequency index. Significant anomalies characterize the decade 1960-1969 ($\Sigma df = -10$) and the decade 1990-1999 ($\Sigma df = +8$). The previously occurring maximum (1920-1929) and minimum (1870-1879) do not exceed the level of statistical significance. Thus, the graph in Figure 3 shows quasi-cyclical fluctuations with the amplitude increasing with time. In particular, the amplitude of changes in the index resulting from the deep depression of the NAO_{DJFM} in the 1960s, and then a significant increase in the index in the 1980s, deserves to be highlighted as the most significant event in the long history of the NAO changes.

The amplitude of changes in the frequency index Σdf does not fully correspond to the range of specific random variable fluctuations. The depression of the index of the 1960s significantly exceeds the range of probable stochastic changes (Fig. 3).

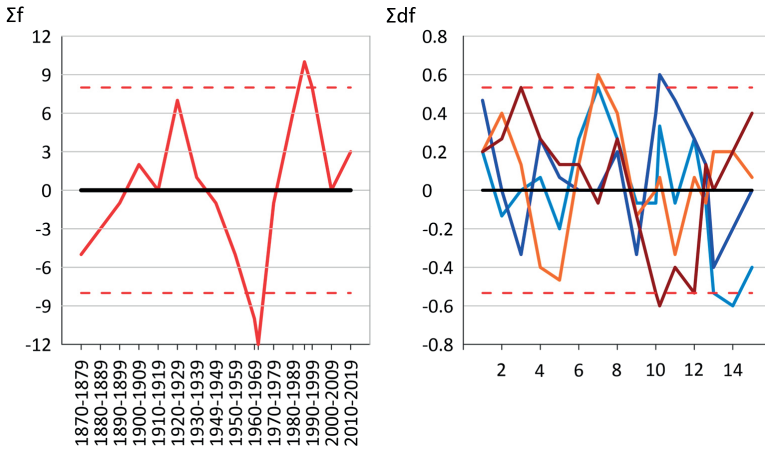


Fig. 3. Frequency index Σf and its relative values of $\Sigma df/15$ in successive decades from 1870-1879 to 2010-2019 (left panel) and 4th random series of index values (right panel).

Rys. 3. Wskaźnik frekwencji Σf i jego względne wartości $\Sigma df/15$ w kolejnych dekadach od 1870-1879 do 2010-2019 (lewy panel) oraz 4 losowe serie wartości wskaźnika (prawy panel).

The standard deviation of the frequency of the observed NAO_{DJFM} values (std. ≈ 4.3) turns out to be slightly greater than the deviation in the series of randomly selected indices (std. = 3.9). Moreover, the observed indices in the successive 10-year periods show a certain persistence; autocorrelation in the 15-element Σdf sequence is positive, statistically insignificant ($r_1 \approx 0.42$), but clearly higher than close to zero autocorrelation in random sequences. The frequency index shows the occurrence of 7 runs of increases/decreases from decade to decade in the multiannual period, random sequences include 8-10 such runs. As can be seen, the differences between the variation of the observed Σdf index values and the variation of its random values are not great. Nevertheless, it must also be admitted that they are one of the signals of the determined fluctuations of the NAO, especially of the determinants of its changes in the second half of the 20th century. The significant changes in the NAO during this period have already been noticed by many researchers (including Marsz 1999; Feldstein 2000; Ostermeier, Wallace 2003).

Summary

The short-term variation of the NAO_{DJFM} index is dominated by successive increases and decreases from year to year, occurring with statistically significant repeatability and reaching a significant value equaling the magnitude of random changes. The differences between the index values in successive years are characterized by a significant, negative autocorrelation, which means that increases in the index usually follow decreases and *vice versa*, and the series of changes with the same sign occur relatively rarely. It can be assumed that the significant variation and scale of year-to-year changes in the index is

due to the nature of the North Atlantic Oscillation, which is characterized by the known negative correlation of pressure in the Icelandic Low and the Azores High. As a result of this correlation, the pressure differences between both systems, and thus the NAO index, increase more than the pressure changes in one or the other system, and the variance of these differences also increases.

The persistence of the NAO_{DJFM} index is of minimal importance. Autocorrelation in the NAO_{DJFM} series is not significant, although it is worth noting that high indices show a tendency to certain stability over time.

Both the year-to-year index variation and the manifestations of persistence are characterized by instability and the dispersion of the index value shows a growing tendency over the multiannual period.

On a decadal scale, there are significant changes in the structure of the index. The series of 10-year periods of significant anomalies in the distribution of the index value make it possible to delimit the following periods in the analyzed period 1864-2019: two epochs of intensified zonal circulation with the domination of high NAO_{DJFM} indices in the periods 1905-1914 (Z1) and 1985-2000 (Z2), and the epoch of decreased zonal circulation with a predominance of negative index values in 1955-1972 (M). The above-mentioned epochs do not satisfy the condition of continuity in time; they are episodes of high/low index values focused in time, and between the periods the indices are at the average level.

The occurrence of a deep negative index anomaly in the M epoch, especially in the decade 1962-1971 and the subsequent increase in the index up to its maximum in 1989 can be considered the most significant events in the long history of the NAO changes. The pattern of the so-called NAO_{DJFM} frequency index (Σdf , Fig. 3) clearly exposes these anomalies.

The variance of the observed frequency index exceeds 120% of the variance in a random series. The scale of changes in the index leading to the formation of anomalies in epochs M and Z2 suggests that they probably have a determined character. On the other hand, the view exposing the stochastic aspects of the NAO variation, especially with regard to short-term (inter-annual) variation, is also not unfounded, although it still remains an open problem.

This study does not resolve this problem. It presents the history of changes in the North Atlantic Oscillation in the light of the 156-year sequence of Hurrell's indices showing long-term changes in the fraction of the index distribution, which were characterized by the frequency index Σdf .

The quite numerous statistical evaluations cited in the study were often considered as signs, symptoms, signals ..., etc., i.e. as not very obvious evidence of hypothetical properties of the analyzed time series. Such doubts may therefore suggest that the forming of the index variation in the long-term pattern has the character of a process referred to as *vacillation*, i.e. a process forming unstable, indecisive fluctuations (Michell 1966). More precisely, the variation of the NAO_{DJFM} index on a short-term (inter-annual) scale analyzed in this study is stochastic, while on a long-term scale it shows significant fluctuations, forming the so-called circulation epochs.

L i t e r a t u r e

- Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B., 2001, Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, 14 (16), 3495-3507, DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONA O>2.0.CO;2
- Bartoszek K., 2017, The main characteristics of atmospheric circulation over East-Central Europe from 1871 to 2010, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 129 (2), 113-129, DOI: 10.1007/s00703-016-0455-z
- Bekryaev R.V., 2019, One mystery of the North Atlantic multi-decadal variation. An attempt of simple explanation, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 231, DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012008
- Bucha V., 1991, Solar and geomagnetic variability and changes of feather and climate, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 53 (11) , 1161-1172
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2018, Circulation epochs based on the Vangenheim-Girs large scale patterns (1891-2010), *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica*, 17, 7-13
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2019, Variation of macro-circulation forms over the Atlantic-Eurasian temperate zone according to the Vangengeim-Girs classification, *International Journal of Climatology*, 39 (13), 4938-4952, DOI: 10.1002/joc.6118
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 45 (3-4), 221-239
- Feldstein S.B., 2000, Tele-connections and ENSO: The timescale, power spectra and climate noise properties, *Journal of Climate*, 13, 4430-4440
- Gastineau G., Frankignoul C., 2015, Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation during the twentieth century, *Journal of Climate*, 28 (4), 1396-1416, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00424.1
- Girs A.A., 1974, Makrocirkulacyonnyi metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 488 pp.
- Girs A.A., 1971, Mnogoletniie kolebaniia atmosfernoii cirkulacii i dolgosrochnye gidrometeorologicheskiie prognozy, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 280 pp.
- Gmurman W.J., 1975, *Rachunek prawdopodobieństwa i statystyka matematyczna*, Wydawnictwo Naukowe Techniczne, Warszawa, 377 pp.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, An overview of the North Atlantic Oscillation, [in:] *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*, James W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (eds.), *Geophysical Monograph*, 134, 1-35
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Visbeck M., 2001, The North Atlantic Oscillation, *Science's Compass & Perspectives*, 291, 603-604
- Iles C., Hegerl G., 2017, Role of the Atlantic Oscillation in decadal temperature trends, *Environmental Research Letters*, 12 (11), DOI: 10.1088/1748-9326/aa91527
- Jianping Li., Wang J.X.L., 2003, A new North Atlantic Oscillation index and its variation, *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (5), 661-676, DOI: 10.1007/BF02915394

- Johnson N.C., Feldstein S.B., Trempley B., 2008, The continuum of Northern Hemisphere teleconnection patterns and a description of the NAO shift with the use of self-organizing maps, *Journal of Climate*, 21 (23), 6354-6371, DOI: 10.1175/2008JCL12380.1
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology*, 17 (13), 1433-1450, DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P
- Marsz A.A., 1999, Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku, *Przegląd Geograficzny*, 71 (3), 225-245
- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, [in:] NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migąła (eds.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 31-46
- Maruyama K., Kai K., Moromoto H., 2018, Solar influences on the North Atlantic Oscillation by wavelet-based multifractal analysis, *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 6 (8), DOI: 10.4236/gep/2018.68010
- Michell J.M., 1966, *Climatic changes*, WMO Technical Note 79, Geneva, 195 pp.
- Miętus M., 2002, NAO a cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Północnego Atlantyku i Europy, [in:] Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, A.A. Marsz, A. Styszyńska (eds.), Akademia Morska w Gdyni, Gdynia, 31-45
- Norcliffe G.B., 1986, *Statystyka dla geografów*, PWN, Warszawa, 258 pp.
- Osborn T.J., 2011, Winter 2009/2010 temperatures and record-breaking North Atlantic Oscillation index, *Weather*, 66 (1), 19-21, DOI: 10.1002/wea.660
- Ostermeier G.M., Wallace J.M., 2003, Trends in the North Atlantic Oscillation – Northern Hemisphere annular mode during the twentieth century, *Journal of Climate*, 16 (2), 336-341, DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0336:TITNAO>2.0.CO;2
- Rodwell M.J., Rodwell D.P., Folland C.K., 1999, Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, 398, 320-323, DOI: 10.1038/18648
- Schlesinger M.F., Ramankutty N., 1994, An oscillation in the global climate system of period 65-70 years, *Nature*, 367, 723-726, DOI: 10.1038/367723a0
- Sidorenkov N.S., Orlov I.A., 2008, Atmospheric circulation epochs and climate changes, *Russian Meteorology and Hydrology*, 33 (9), 553-559, DOI: 10.3103/S1068373908090021
- Stephenson D.B., Pavan V., Bojariu R., 2000, Is the North Atlantic Oscillation a random walk?, *International Journal of Climatology*, 20 (1), 1-18, DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(200001)20:1<1::AID-JOC456>3.0.CO;2-P
- Styszyńska A., 2002, Wskaźniki NAO a typy cyrkulacji Osuchowskiej-Klein, [in:] Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, A.A. Marsz, A. Styszyńska (eds.), Akademia Morska w Gdyni, Gdynia, 99-109
- Styszyńska A., 2019, Miary NAO – uwagi na temat „wskaźników NAO”, [in:] NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migąła (eds.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 7-18

- Styszyńska A., Migala K., Urban G., 2019, Reakcja miesięcznej i sezonowej temperatury powietrza na północnym skłonie Karkonoszy i ich przedpolu na zmiany wskaźnika NAO, [in:] NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migala (eds.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 75-92
- Sutton R.T., Dong B., 2012, Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990's, *Nature Geosciences*, 5, 788-792, DOI: 10.1038/ngeo1595
- Świerczyńska-Chłaścik M., Niedzielski T., 2020, Forecasting the North Atlantic Oscillation Index using altimetric sea level anomalies, *Acta Geodaetica and Geophysica*, 55, 531-553, DOI: 10.1007/s40328-020-00313-5
- Threjjl P., Christiansen B., Gleisner H., 2003, On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity, *Geophysical Research Letters*, 30 (6); DOI: 10.1029/2002GL016598
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M., 2001, The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the US*, 98 (23), 12876-12877, DOI: 10.1073/pnas.231391598
- Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz Ch., Stephenson D.B., Xoplaki E., 2001, North Atlantic Oscillation – concepts and studies, *Surveys in Geophysics*, 22, 321-381, DOI: 10.1023/A:1014217317898
- Wibig J., 2019, Oscylacja Północnoatlantycka w świetle różnych indeksów, [in:] NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migala (eds.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 19-30
- Wunsch C., 1999, The interpretation of short climate records, with comments on North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80 (2), 245-255., DOI: 10.1175/1520-0477(1999)080<0245:TIOSCR>2.0.CO;2
- Yule G.U., Kendall M.G., 1940, *Introduction to the theory of statistics*, Hafner, NY, 676 pp.

S t r e s z c z e n i e

Artykuł przedstawia statystyki opisujące zmienność czasową wskaźnika NAO_{DJFM} , w tym zmienność różnic między wskaźnikami w kolejnych latach ($\Delta_i = NAO_{DJFMi+1} - NAO_{DJFMi}$). Przedstawiono także zmiany rozkładu częstości indeksów w konsekwentnych 10-letnich okresach 1864-2019.

Analiza krótkoterminowej zmienności wskaźnika NAO_{DJFM} wykazuje, że w jego szeregu czasowym dominuje istotna, negatywna autokorelacja zmian wskaźnika z roku na rok ($r_1 = -0,47$). Przyrosty wskaźnika następują najczęściej po spadkach jego wartości (i odwrotnie), a następstwo znaków zmian między kolejnymi wartościami indeksu (Δ_i) nie różni się znacząco od następstwa zmian w szeregu losowym (tab. 3, 4, 5). Średnia bezwzględna różnica między kolejnymi wartościami indeksu w szeregu czasowym ($|\Delta_i|$) jest większa od odchylenia standardowego w zbiorze wartości NAO_{DJFM} , a wariancja zmian (Δ_i) stanowi 1,75 wariancji indeksu NAO_{DJFM} .

Występują śladowe oznaki bezwładności w szeregu wskaźnika: autokorelacja ($r_1 = 0,14$) nie jest statystycznie istotna, przy czym zarówno inercja NAO_{DJFM} , jak i zbieżność przyrostów/ spadków

indeksu wykazuje wyraźną niestabilność w ciągu analizowanego okresu (rys. 1). Znalaziono pewne oznaki stabilności najwyższych wartości indeksu NAO_{DJFM} (tab. 3).

W skali dekad występują znaczące zmiany frakcji indeksu, określonych przez kwartyle oraz 1. i 9. decyl rozkładu NAO_{DJFM} : w serii konsekutywnych 10-letnich ekstremalnymi rozkładami wyróżniają się okresy 1962-1971 i 1986-1995 (tab. 9). Stosując wskaźnik frekwencji, określony na podstawie kumulowanych częstości indeksu $NAO_{DJFM} > Q1 + NAO_{DJFM} > Q2 + NAO_{DJFM} > Q3$ (gdzie Q oznacza kwartyle 1, 2 i 3), wyróżniono dekady, w których wskaźnik przyjmuje znacząco wysokie lub znacząco niskie wartości (tab. 8). W analizowanym wieloletnim okresie 1864-2019 wydzielono dwie epoki dominacji wysokich wartości NAO_{DJFM} (epoki nasilonej cyrkulacji strefowej 1905-1914 i 1985-2000) oraz epokę znaczącej przewagi niskich wartości indeksu (epokę rozwoju południkowych form cyrkulacji 1955-1972).

Słowa kluczowe: epoki cyrkulacyjne, autokorelacja, bezwładność, rozkład statystyczny.

A b s t r a c t

The article presents statistics describing the temporal variation of the NAO_{DJFM} index, including the variation of the differences between the indices in successive years ($\Delta_i = NAO_{DJFMi+1} - NAO_{DJFMi}$). Changes in the frequency distribution of indices in consecutive 10-year periods between 1864 and 2019 are also presented.

An analysis of the short-term variation of the NAO_{DJFM} index shows that its time series is dominated by a significant, negative autocorrelation of year-to-year changes in the index ($r_1 = -0.47$). Increments of the index usually follow decreases in its value (and *vice versa*), and the sequence of signs of changes between successive index values (Δ_i) does not differ significantly from the sequence of changes in a random series (Table 3, 4, 5). The mean absolute difference between successive index values in a time series ($|\Delta_i|$) is greater than the standard deviation in the NAO_{DJFM} value set, and the variance of changes (Δ_i) is 1.75 of the NAO_{DJFM} index variance.

There are traces of persistence in the index series: autocorrelation ($r_1 = 0.14$) is not statistically significant, and both the NAO_{DJFM} persistence and the convergence of increases/decreases in the index show clear instability over the analyzed period (Fig. 1). Some signs of stability of the highest values of the NAO_{DJFM} index were found (Table 3).

On a decadal scale, there are significant changes in the index fractions defined by quartiles and the 1st and 9th deciles of the NAO_{DJFM} distribution: in the series of 10 consecutive years, the periods 1962-1971 and 1986-1995 are distinguished by extreme distributions (Table 9). Using the frequency index determined on the basis of the cumulative frequencies of the index $NAO_{DJFM} > Q1 + NAO_{DJFM} > Q2 + NAO_{DJFM} > Q3$ (where Q stands for quartiles 1, 2 and 3), the decades in which the index had significantly high or significantly low values were distinguished (Table 8). In the analyzed multiannual period 1864-2019, two epochs of domination of high NAO_{DJFM} values were distinguished (the epochs of intensified zonal circulation 1905-1914 and 1985-2000) and an epoch of significant predominance of low index values (the epoch of development of meridional forms of circulation 1955-1972).

Key words: circulation epochs, autocorrelation, persistency, statistical distribution.

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

ZMIANY STANU TERMICZNEGO ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO A PRZEBIEG WYBRANYCH ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH CHARAKTERYZUJĄCYCH KLIMAT POLSKI

CHANGES IN THE THERMAL STATE OF THE NORTH ATLANTIC AND A COURSE OF SELECTED CLIMATIC ELEMENTS CHARACTERIZING THE CLIMATE OF POLAND

Wstęp

Kwestia czynników regulujących międzyroczną zmienność elementów klimatycznych i ogólniej – zmiany klimatu – budzi od lat zainteresowanie meteorologów i klimatologów. Wielu badaczy było (np. Brooks 1949; Bjerknes 1962, 1964) i jest (np. Ronca, Battisti 1997; Lapointe i in. 2020) zdania, że jednym z ważniejszych, a może nawet najważniejszym, czynnikiem wywierającym wpływ na międzyroczną zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej, której zmienność warunkuje zmiany elementów klimatycznych, jest zmieniający się w czasie rozkład przestrzenny zasobów ciepła w oceanie. O ile atmosfera na ocean oddziałuje dynamicznie i termicznie, o tyle ocean na atmosferę może oddziaływać wyłącznie termicznie poprzez kształtowanie zmiennych w przestrzeni i czasie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (Kraus 1972). Akweny, w których zasoby ciepła są zwiększone mogą przekazać więcej ciepła do atmosfery, ogrzewając ją silniej i przez dłuższy czas niż akweny, w których zasoby ciepła są ograniczone. W ten sposób dochodzi do zmian południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze, w stosunku do strefowych, co prowadzi do odpowiednich modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej (Fortak 1971; Ugryumov 1981).

Wzrost lub spadek zasobów ciepła w warstwie przy powierzchni wód na danym akwenie manifestuje się wystąpieniem na jego powierzchni anomalii temperatury. Wartości anomalii i ich rozkład przestrzenny nie informują bezpośrednio o zasobach ciepła w wodach, wskazują jednak na akweny, na których występują chwilowe nadwyżki (anomalie dodatnie) lub niedobory ciepła w wodach (anomalie ujemne).

Wielkoskalowe¹ anomalie temperatury powierzchni oceanu charakteryzują się dużą trwałością, występują od kilku do kilkunastu miesięcy, niekiedy nawet lat, a ich przemieszczanie się jest niezwykle powolne. Z tego względu anomalie temperatury powierzchni oceanu lub temperatura powierzchni oceanu (dalej SST – Sea Surface Temperature) na większych obszarach uważane są za predyktory lub potencjalne predyktory dla długoterminowych prognoz „klimatycznych” (np. *Rukovodstvo...* 1972; Cayan 1980; Ugrumov 1981; Årthun i in. 2017), prognoz wystąpienia niektórych zjawisk pogodowych o charakterze ekstremalnym (np. cyklonów tropikalnych – Evans 1993; Tory, Dare 2015), susz (np. McCabe i in. 2008; Wu, Kinter 2009, etc.) lub takich kompleksowych zjawisk o charakterze klimatycznym, jak na przykład zmian faz NAO (np. Czaja, Frankignoul 1999, 2002; Rodwell, Folland 2002; Marsz 2005b, 2019).

Problem jednak w tym, że zmiany termiczne oceanu, ze względu na różnice stałych fizycznych wody i powietrza, zachodzą w odmiennej skali czasowej niż zmiany elementów klimatycznych. O ile dla atmosfery podstawowym rodzajem zmienności jest zmienność dobowa, a w drugiej kolejności – roczna, o tyle dla oceanu podstawowym rodzajem zmienności jest zmienność okoloroczna. Oznacza to, że związki między rocznymi wartościami SST a przebiegiem elementów klimatycznych ujawniają się na ogół dopiero wtedy, gdy zastosuje się do elementów klimatycznych dłuższy okres uśrednienia (roczny). Ten sam czynnik stanowi przyczynę występowania różnego rodzaju przesunięć fazowych między tymi przebiegami (np. Perry, Walker 1982; Ossó i in. 2020).

W polskiej literaturze meteorologicznej i klimatologicznej zagadnienia wpływu zmienności termiki oceanu na przebieg zmian cyrkulacji atmosferycznej, czy też zmienności elementów klimatycznych, nie cieszą się zbyt dużą popularnością, jednak w światowej literaturze kwestie współdziałania oceanu i atmosfery i wpływu oceanu na zmiany klimatu są żywo dyskutowane, a liczba publikacji na ten temat, bądź związanych z tym tematem, jest ogromna.

Polskie badania z zakresu problematyki wpływu zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego na przebieg warunków klimatycznych nad obszarem Polski i Europy rozpoczęły się już w okresie międzywojennym (Moniak 1927, 1930), a ich poziom nie odbiegał od poziomu ówczesnych badań w Danii, Niemczech czy Wielkiej Brytanii. W roku 1982 ukazał się przekład na język polski monografii Perry’ego i Walkera, traktującej o funkcjonowaniu systemu ocean–atmosfera, ale wydanie tej pracy nie wywarło żadnego wpływu na wzrost zainteresowania tą tematyką. Później zagadnieniami wpływu zmian temperatury wód Atlantyku Północnego na możliwość występowania susz w Polsce i wpływem na zmienność elementów klimatycznych zajmował się Sadowski (1983, 1990) oraz Sadowski i Strauch (1988). Wykazał on istnienie stosunkowo silnych związków między zmianami SST na N Atlantyku a temperaturą powietrza i sumami opadów na stacjach polskich (Sadowski 1990).

¹ Wielkoskalowe anomalie temperatury powierzchni oceanu – anomalie o powierzchniach od kilkuset (300-500) tysięcy do miliona i więcej km².

W okresie 1990-2015 badania nad związkami między zmianami SST na Atlantyku Północnym a zmiennością temperatury powietrza na obszarze wokółbałtyckim oraz w Arktyce Atlantyckiej, a także ze zmianami cyrkulacji atmosferycznej były prowadzone w Katedrze Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Akademii Morskiej w Gdyni (np. Kruszewski i in. 2003; Kruszewski, Zblewski 2005, 2010; Marsz 1999, 2001, 2005a-b, 2008, 2012; Marsz, Styszyńska 2009; Marsz, Żmudzka 2002; Styszyńska 2005, 2011a-b). Wyniki opublikowanych badań wskazały na występowanie stosunkowo silnych związków między zmianami temperatury powierzchni oceanu a zmianami cyrkulacji atmosferycznej oraz zmianami temperatury powietrza.

Wyniki badań nad wpływem termiki Atlantyku Północnego na cyrkulację atmosferyczną w części atlantycko-europejskiego sektora cyrkulacyjnego (30-60°N, 50°W-40°E) i temperaturę w Polsce przedstawili Miętus i Filipiak (2002). Generalnymi wnioskami tej pracy są stwierdzenia, że zmiany cyrkulacji atmosferycznej w czytelnym, ale słabym stopniu kształtują zmienność SST na Atlantyku Północnym, natomiast wpływ zmian SST na zmienność temperatury powietrza na obszarze Polski jest znikomo mały i objaśnia zaledwie około 6% jej wariacji.

Związki między rozkładem przestrzennym SST i charakterem cyrkulacji środkowo-troposferycznej, sterującej cyrkulacją dolną, są na tyle silne (Marsz 2005a, 2012) i stabilne, że ujawniają się również statystycznie istotne związki bezpośrednio między zmiennością SST a przebiegiem elementów klimatycznych na oddalonych od oceanu obszarach, również na obszarze Polski.

Celem tej pracy jest przedstawienie związków, jakie zachodzą między zmianami SST na Atlantyku Północnym i przebiegiem wybranych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Do badań wybrano te elementy, których zmienność determinuje w zasadniczym stopniu obserwowaną w ostatnich kilkudziesięciu latach zmienność stanu klimatu Polski. Elementami tymi są: temperatura powietrza, zachmurzenie ogólne, usłonecznienie, sumy opadów, wilgotność względna, ciśnienie na poziomie morza (dalej SLP) oraz prędkość wiatru. Główną uwagę poświęcono przedstawieniu przestrzennej zmienności akwenów, na których zachodzącym rocznym zmianom SST odpowiadają synchroniczne (w tym samym roku kalendarzowym) zmiany elementów klimatycznych nad obszarem Polski. Zagadnienia mechanizmów tych związków oraz związków występujących z przesunięciami czasowymi, ze względu na objętość pracy, nie będą w niej poruszane.

Materiały źródłowe, metody badań

Jako źródło danych o temperaturze powierzchni oceanu wykorzystano zbiór ERSST v.3b (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v.3b; Smith i in. 2008). Jest to zbiór globalny, oparty na danych z pomiarów SST *in situ* zestawionych w bazie danych ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), o rozdzielczości przestrzennej $2 \times 2^\circ$ i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Wartości SST podawane dla danego gridu stanowią średnią miesięczną z całej jego powierzchni. Z tego zbioru

pobrano szereg miesięcznych wartości SST od stycznia 1950 do grudnia 2018 roku dla 32 powierzchni gridowych zlokalizowanych w siatce przestrzennej mianowanej co 10^λ i 10^ϕ na powierzchni oceanu między linią brzegową, od 30° do 70°N . Dane te tworzą równoleżnikowe profile przez Atlantyk Północny, oddalone od siebie o 10^ϕ . Takie same dane pobrano w zwiększonej rozdzielczości $2^\phi \times 4^\lambda$ dla dwu obszarów: jednego – na pograniczu wód strefy umiarkowanej i wód tropikalnych ($33\text{--}45^\circ\text{N}$, $65\text{--}35^\circ\text{W}$; 48 gridów), drugiego – na pograniczu wód strefy umiarkowanej, wód subarktycznych i arktycznych ($55\text{--}63^\circ\text{N}$, $41\text{--}19^\circ\text{W}$; 24 gridy). Roczne wartości SST w poszczególnych gridach obliczano jako zwykle średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

W pracy, uwzględniając „fizykę” mechanizmów wymiany ciepła między oceanem a atmosferą, do analiz przyjęto „surowe” wartości SST, bez obliczania anomalii SST, czy stosowania innych przetworzeń statystycznych². Interpretacja związków SST z przebiegiem elementów klimatycznych (np. temperaturą powietrza, czy SLP) jest prosta i jednoznaczna, natomiast interpretacja podobnych związków z anomaliami SST w przestrzeni jest trudna, uzależniona od okresu przyjętego do wyznaczenia „średniej klimatycznej”, bardzo często niejednoznaczna i wymaga bardzo dużej rozwagi przy formułowaniu wniosków, a ostatecznie i tak wymusza sięgnięcie po informacje o rzeczywistych różnicach między SST a temperaturą powietrza.

Wartości miesięczne elementów klimatycznych z obszaru Polski – sum opadu (P), temperatury powietrza (T), wilgotności względnej (f) i sum usłonecznienia (U) – stanowią dane IMGW-PIB. Po sprawdzeniu kompletności szeregów danych na poszczególnych stacjach, wybrano 28 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski. Były nimi: Białystok, Chojnice, Gorzów, Hel, Jelenia Góra, Katowice, Kielce, Kłodzko, Koszalin, Kraków-Balice, Lesko, Łódź, Olsztyn, Opole, Poznań, Puławy, Pułtusk, Rzeszów, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Świnoujście, Tomaszów Lubelski lub Zamość³, Toruń, Włodawa, Wrocław, Zakopane i Zielona Góra. Nieliczne braki w szeregach danych uzupełniono, obliczając ich wartości miesięczne metodą regresji wielokrotnej z pobliskich stacji.

Dane o usłonecznieniu udostępnione w bazie danych IMGW rozpoczynają się od 1966 roku. Autorom udało się uzyskać pełne dane z okresu od 1951 do 2018 roku tylko dla 5 stacji: Gdyni, Łodzi, Krakowa-Observatorium, Wrocławia i Puław. Szeregi czasowe usłonecznienia, miesięczne i roczne, utworzone jako średnia z 11 stacji sieci IMGW, względnie równomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski, w okresie 1966-2018, wykazują bardzo silne ($r = 0,92\text{--}0,98$) skorelowanie z uśrednionym szeregiem z pięciu wymienionych stacji (oznaczenie U5S), co pozwala sądzić, że zmienna U5S opisuje prawidłowo zmienność usłonecznienia, jaka zachodziła nad Polską w całym okresie 1951-2018. Niestety nie udało się uzyskać kompletu danych pozwalających na obliczenie wartości rocznych dla wymienionych 5 stacji dla lat 2019 i 2020.

² Większość badaczy posługuje się nie wartościami SST, ale wartościami anomalii SST, dla zmniejszenia liczby obliczeń korzysta ze zbioru o mniejszej rozdzielczości przestrzennej (zazwyczaj zbioru Kaplan Extended SST V2 o rozdzielczości przestrzennej $5 \times 5^\circ$), niekiedy stosuje dodatkowo filtrację.

³ Średnie obszarowe (patrz dalej); w przypadku braku serii obserwacyjnej wilgotności względnej na stacji Tomaszów Lubelski, obliczano średnią obszarową, zastępując brakujący ciąg szeregiem z Zamościa.

Udostępnione przez IMGW dane o ciśnieniu atmosferycznym zredukowanym do poziomu morza na poszczególnych stacjach, podobnie jak i szeregi usłonecznienia, rozpoczynają się od 1966 roku. Z tego względu zaszła potrzeba skorzystania z danych reanalizy. Źródłem tych danych jest zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data, o rozdzielczości przestrzennej $2,5 \times 2,5^\circ$ i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Szeregi miesięcznych wartości SLP pobrano z gridów o współrzędnych: $[50^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$, $[50^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$, $[50^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 15^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$, $[52,5^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$ i $[52,5^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$ oraz $[55^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$ i $[55^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$. Pobrane szeregi SLP są bardzo silnie skorelowane między sobą oraz w przewadze, silnie i wysoce istotnie skorelowane ze zredukowanym do poziomu morza ciśnieniem atmosferycznym na poszczególnych stacjach (okres 1966-2018).

Średnie miesięczne wartości prędkości wiatru (V_w) na wysokości 10 m zaczerpnięto z danych NCEP (National Weather Service, National Center for Environmental Prediction, USA) za pośrednictwem serwerów IRI LDEO Climate Data Library. Są to również dane gridowe (rozdzielczość przestrzenna $2,5 \times 2,5^\circ$) i zostały pobrane z gridów o takich samych współrzędnych jak SLP. Podawana w cytowanym zbiorze prędkość wiatru jest obliczana z pól SLP, przy uwzględnieniu zmiennych w przestrzeni i czasie współczynników tarcia (zbiór: adataset speed: speed[m/s] data). Dane te różnią się od prędkości wiatru obliczanych ze składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa (reanaliza; Kalnay i in. 1996) i są istotnie skorelowane ze średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru tylko na części stacji polskich⁴. Średnie roczne prędkości wiatru i SLP w poszczególnych gidach obliczano jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

Związki między termiką powierzchni oceanu i elementami klimatycznymi mają charakter wielkoskalowy, co powoduje, że korelacje przebiegu danego elementu na poszczególnych stacjach z SST w danym punkcie w małym stopniu zmieniają się między stacjami. Z tego względu, z miesięcznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych ze wszystkich wymienionych stacji i gridów obliczono wartości średnie, tworząc tym samym miesięczne i roczne średnie „obszarowe”, stanowiące syntezę zmian rocznych wartości danego elementu nad Polską w latach 1951-2018. Zmienność takich średnich jest silnie skorelowana ze zmiennością odpowiednich elementów na stacjach polskich, innych niż te, które zostały użyte do obliczania „średniej obszarowej”. Pozwala to uważać, że tak obliczone średnie obszarowe w wystarczającym stopniu charakteryzują występującą zmienność wymienionych elementów klimatycznych nad Polską. Średnie obszarowe oznaczone są symbolem danego elementu i dodatkowo PL - na przykład roczna obszarowa temperatura powietrza nad Polską oznaczona jest dalej jako TPL, roczna obszarowa wilgotność względna jako fPL, etc.

Jako podstawową metodę analizy wykorzystano korelację liniową, badając związki między szeregiem danego „obszarowego” elementu klimatycznego a szeregami SST

⁴ Analiza przebiegów miesięcznych prędkości wiatru na stacjach polskich zdaje się wskazywać na zerwanie jednorodności ciągów na licznych stacjach. Ten czynnik stanowił przyczynę posłużenia się danymi NCEP, a nie danymi obserwacyjnymi IMGW.

w każdym z rozpatrywanych gridów. Wobec faktu, że dostępne autorom szeregi obserwacji usłonecznienia na polskich stacjach kończą się na roku 2018, aby uzyskać w pełni porównywalne wyniki analizy związków między SST i elementami klimatycznymi, mimo, że szeregi innych elementów mają większą o 2 lata długość, analizę przeprowadzono wykorzystując szeregi liczące 68 lat – od roku 1951 do 2018. Przy tej długości szeregów graniczną wartością istotności ($p = 0,05$) współczynnika korelacji jest $r = |0,2390|$ (przyjęto $|0,24|$), a wysokiej istotności ($p = 0,001$) jest $r = |0,3875|$ (przyjęto $|0,39|$). Wszystkie obliczone przez program statystyczny współczynniki korelacji przeglądano dodatkowo na wykresach rozrzutu korelowanych zmiennych, sprawdzając niezależnie od obliczonych testów istotności ich liniowość.

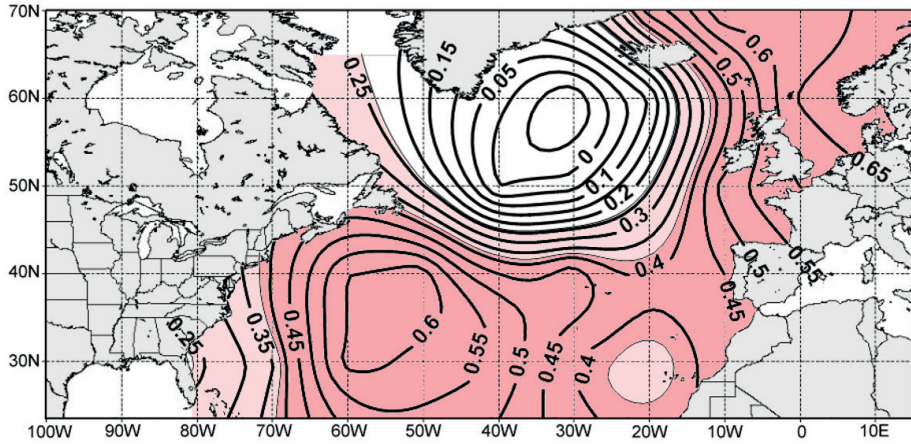
Rezultaty analizy w rozdzielczości przestrzennej $10 \times 10^\circ$ przetworzono następnie do postaci graficznej tworząc mapy izokorelat między roczną SST w danym punkcie (gridzie $2 \times 2^\circ$) Atlantyku Północnego a średnią roczną obszarową danego elementu klimatycznego. Mapy opracowano posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

W prezentowanej pracy ograniczono się do przedstawienia korelacji między szeregami średnich rocznych wartości SST w poszczególnych gridach i szeregami „obszarowych” średnich rocznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych.

Mała rozdzielczość przestrzenna analizy po stronie SST ($10 \times 10^\circ$), przedstawiona następnie w postaci kartograficznej, daje bardzo ogólny i pozbawiony szczegółów rozkład przestrzenny izokorelat. Wobec na ogół powolnych zmian SST w przestrzeni, obraz ten jest wystarczający do generalnej oceny rozkładu przestrzennego izokorelat na powierzchni Atlantyku Północnego i wskazania akwenów, w obrębie których mogą znajdować się punkty (gridy), na których występować powinny maksima i minima siły związków między zmiennością SST i zmiennością poszczególnych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Taki ogólny obraz, w pierwszym etapie badań pozwala na wyłonienie akwenów, na których w dalszych etapach badań można przeprowadzić bardziej szczegółowe analizy, zwiększając stosownie do potrzeb rozdzielczość przestrzenną pola SST.

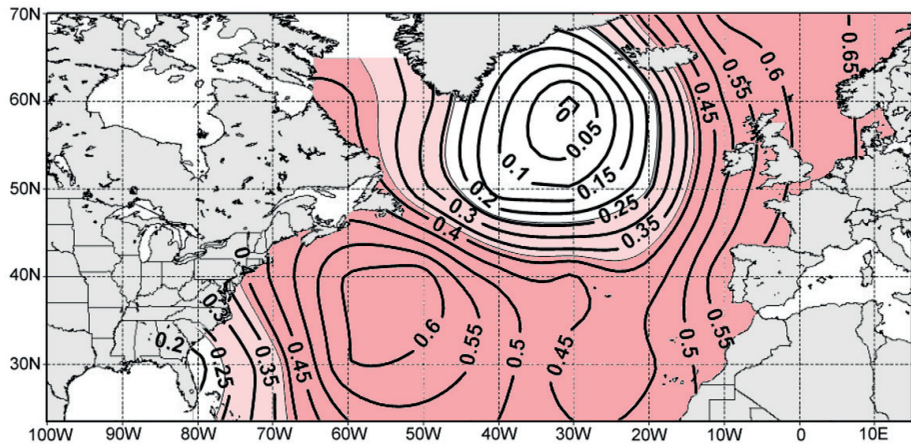
Wyniki

Rezultatem przeprowadzonej analizy jest 7 map izokorelat (rys. 1-7) przedstawiających rozkłady przestrzenne siły związków między zmiennością rocznych wartości SST na Atlantyku Północnym i zmiennością średnich obszarowych elementów klimatycznych nad Polską w latach 1951-2018. Przegląd poszczególnych map izokorelat pozwala na stwierdzenie, że przebieg wszystkich rozpatrywanych elementów klimatycznych jest z różną siłą, ale statystycznie istotnie powiązany ze zmiennością SST na Atlantyku Północnym.



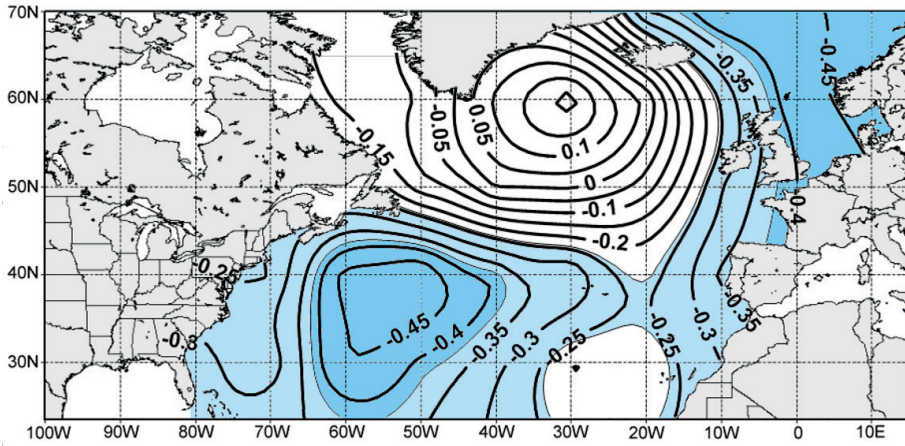
Rys. 1. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową temperaturą powietrza (TPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) - ciemnoróżową.

Fig. 1. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual air temperature (TPL) in Poland. Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light pink, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark pink.



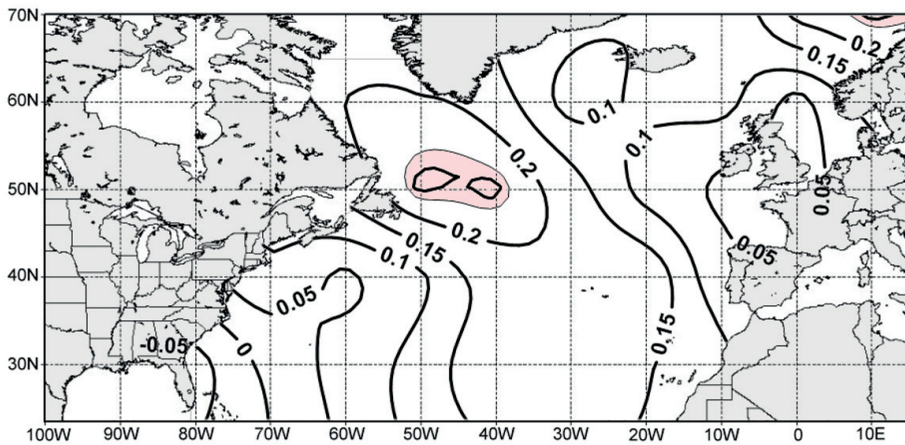
Rys. 2. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym usłonecznieniem z 5 stacji (U5S) w Polsce. Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) - ciemnoróżową

Fig. 2. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual sum of sunshine duration from 5 Polish stations (U5S). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light pink, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark pink.



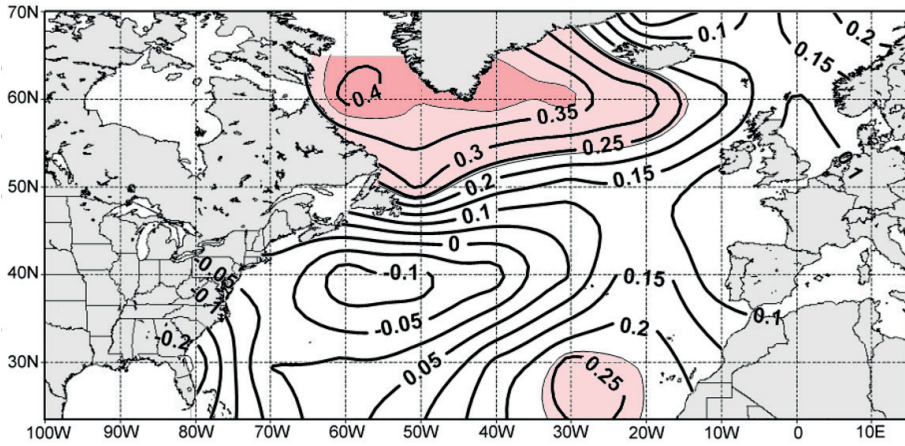
Rys. 3. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową wilgotnością względną powietrza (fPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) – ciemnoniebieską.

Fig. 3. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged of relative humidity (fPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light blue, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark blue.



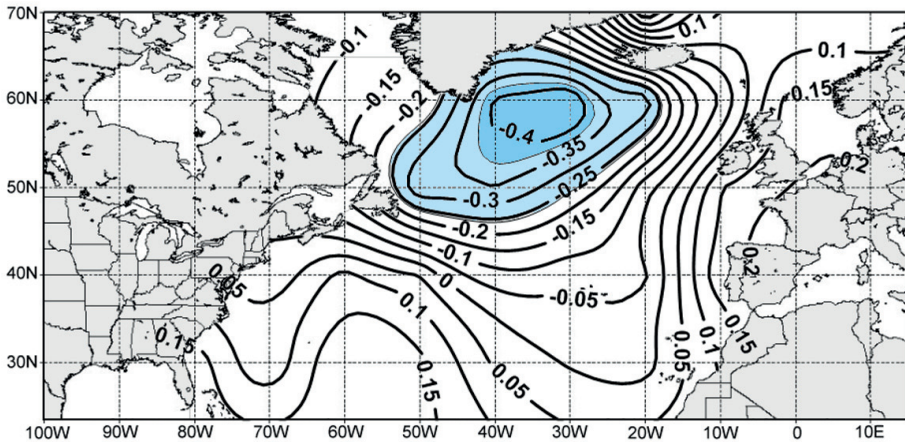
Rys. 4. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym obszarowym zachmurzeniem ogólnym (NPL). Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno różową.

Fig. 4. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged cloud cover (NPL). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light pink.



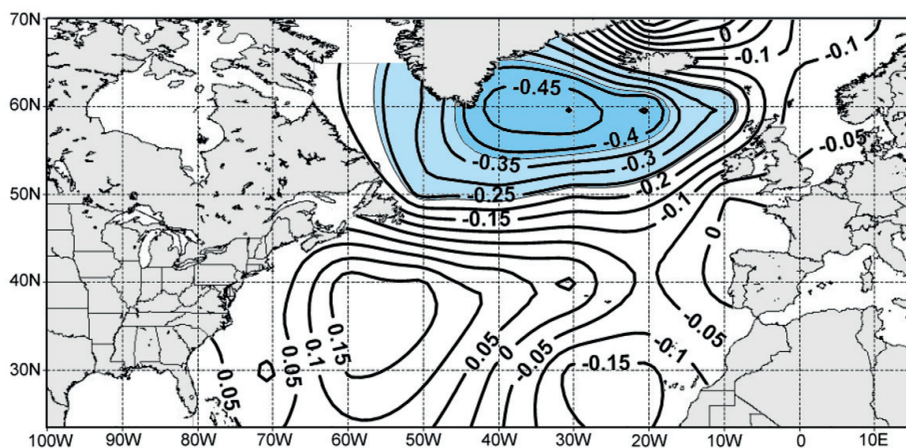
Rys. 5. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową sumą opadu (PPL). Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) – ciemnoróżową.

Fig. 5. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual sum of precipitation (PPL). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light pink, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark pink.



Rys. 6. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym obszarowym ciśnieniem atmosferycznym (SLPPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) – ciemnoniebieską.

Fig. 6. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged atmospheric pressure (SLPPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light blue, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark blue.



Rys. 7. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną prędkością wiatru (VwPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ($p < 0,05$) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ($p \leq 0,001$) – ciemnoniebieską.

Fig. 7. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged wind speed (VwPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ($p < 0.05$) are marked in light blue, highly significant ($p \leq 0.001$) in dark blue.

Rysunki 1–7 wskazują, że związki między poszczególnymi elementami klimatycznymi i rozkładem SST na Atlantyku Północnym wyraźnie się różnicują pod względem geograficznym. Zmiany SST w strefie wód subtropikalnych po zachodniej stronie oceanu (szerokości 30–40°N, długości 50–60°W) wykazują stosunkowo silne i wysoce istotne skorelowanie ze zmiennością U5S, TPL i fPL. Wartości współczynników korelacji między wymienionymi zmiennymi i SST mieszczą się w granicach od $|0,50|$ do $|0,64|$, przy czym znaki tych współczynników zachowują się zgodnie z występującymi zależnościami między tymi elementami – z U5S i TPL są dodatnie, z fPL – korelacja jest ujemna. Nieco tylko niższe współczynniki korelacji z tymi samymi elementami występują na morzach Norweskim i Północnym, zachowując także takie same znaki jak w subtropikach.

Można więc w uprawniony sposób twierdzić, że wraz ze wzrostem rocznej SST w strefie wód subtropikalnych po zachodniej stronie Atlantyku Północnego, rosnać będzie jednocześnie nad Polską usłonecznienie i temperatura powietrza, a spadać będzie wilgotność względna. Spadek SST na tym akwenie pociągnie za sobą zmiany tych elementów klimatycznych w odwrotnym kierunku.

Inną częścią Atlantyku Północnego, na której zmiany SST prowadzą do zmian pozostałych rozpatrywanych elementów klimatycznych nad Polską, jest strefa rozciągająca się wzdłuż równoleżników 50–60°N. Występujące w tej strefie korelacje między SST i zachmurzeniem ogólnym, rocznymi sumami opadów, SLP oraz prędkością wiatru są wyraźnie słabsze niż na wodach subtropikalnych.

Słabo zarysowane maksimum wartości współczynników korelacji między NPL i SST lokuje się na szerokości $\sim 50^\circ\text{N}$, między długościami $50\text{--}40^\circ\text{W}$. Korelacje te są słabe ($r = 0,31\text{--}0,34$; $p = 0,005\text{--}0,009$) i obejmują niewielki obszar. Dodatni znak współczynników korelacji wskazuje, że im wyższa roczna SST na tym akwenie, tym większe zachmurzenie ogólne nad Polską.

Obszar istotnych korelacji między SST i rocznymi obszarowymi sumami opadów (PPL) rozciąga się od Morza Labrador po akweny na S od Grenlandii i Islandii ($60\text{--}20^\circ\text{W}$). Korelacje te są dodatnie, umiarkowanej siły (maks. $0,41$, $p < 0,001$) i mało zróżnicowane w przestrzeni (r od $0,24$ do $0,41$). W latach, w których te rozległe akweny Atlantyku były cieplejsze, rosły roczne sumy opadów nad Polską. Związek między SST a NPL i PPL powtarza występujące nad obszarem Polski związki między zachmurzeniem całkowitym a rocznymi sumami opadów atmosferycznych – im zachmurzenie ogólne nad Polską jest większe, tym większe są roczne sumy opadów.

Korelacje między roczną SST i rocznymi obszarowymi wartościami ciśnienia atmosferycznego (SLPPL) oraz roczną obszarową prędkością wiatru (VwPL) są ujemne, co oznacza, że wraz ze wzrostem SST spada nad Polską ciśnienie atmosferyczne i zmniejsza się prędkość wiatru. Rejony, na których występują statystycznie istotne korelacje SST z SLPPL i VwPL w znacznej części pokrywają się, mając w przybliżeniu wspólne centrum maksimum siły związków lokujące się na wschód od południowej Grenlandii, na szerokości 60°N w pasie między $40\text{--}30^\circ\text{W}$. Związki między SST a SLPPL i VwPL w tym rejonie są umiarkowanej siły ($r > |0,4|$) i wysoce istotne ($p < 0,001$).

Generalizując, można stwierdzić, że im wyższa roczna SST w pasie między 50 i $60\text{--}65^\circ\text{N}$, na długościach $55\text{--}20^\circ\text{W}$, tym nad obszarem Polski spada wyraźnie roczne ciśnienie atmosferyczne i jednocześnie słabo rośnie zachmurzenie ogólne, ponadto dość silnie rosną sumy opadów, ale wyraźnie spada prędkość wiatru. Spadki rocznej SST na tych akwenach pociągają za sobą odwrotne skutki.

O ile związki między SST a SLPPL i PPL odtwarzają podobnie zależności między tymi elementami występujące na obszarze Polski, to bardzo słabo, choć z prawidłowym znakiem, odtwarzają związki między SLPPL i zachmurzeniem (NPL).

Rysunki 1-3 wskazują, że na szerokości $\sim 40^\circ\text{N}$, po zachodniej stronie Atlantyku Północnego, na długościach $60\text{--}40^\circ\text{W}$, zmiany SST pociągają za sobą jednocześnie silne zmiany temperatury powietrza, usłonecznienia i wilgotności nad Polską. Akwen ten leży w bezpośredniej bliskości tak zwanego „obszaru Murray-Ratcliffe’a”, rozciągającego się na S i SE od Nowej Fundlandii. Zmiany anomalii SST na tym „obszarze” traktowane były w przeszłości jako ważny wskaźnik prognostyczny (Ratcliffe, Murray 1970; Ratcliffe 1973) przy sporządzaniu średnioterminowych prognoz „klimatycznych” – wystąpienie dodatnich anomalii SST na tym akwenie i ujemnych anomalii SST na Atlantyku Północnym między 30 a 20°W na szerokości $\sim 50\text{--}55^\circ\text{N}$ we wrześniu, pociągało za sobą wystąpienie bardzo silnej obniżki SLP (rzędu 5 hPa w średniej miesięcznej) z centrum nad Półwyspem Skandynawskim w drugiej połowie jesieni i początku zimy. Odwrócenie znaków anomalii SST na wymienionych akwenach w tym samym czasie stanowi przyczynę wystąpienia sytuacji blokadowych nad NE Atlantykiem Północnym i Wielką Brytanią.

Tabela 1. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach (φ, λ) i szeregiem średniej rocznej obszarowej temperatury powietrza (TPL). Maksimum r oznaczono na szaro. Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubiono, wysoce istotne ($p \leq 0,001$) oznaczono dodatkowo *.

Table 1. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids (φ, λ) and the series of the area-averaged annual air temperature (TPL). Maximum (r) marked in gray. Values of correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold, highly significant ($p \leq 0.001$) are additionally marked *.

φ/λ	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	0,54*	0,57*	0,48*	0,45*	0,43*	0,35	0,34	0,28
42°N	0,50*	0,56*	0,55*	0,56*	0,54*	0,44*	0,40*	0,37
40°N	0,51*	0,60*	0,65*	0,65*	0,60*	0,52*	0,46*	0,45*
38°N	0,57*	0,66*	0,68*	0,66*	0,65*	0,60*	0,56*	0,55*
36°N	0,61*	0,67*	0,66*	0,64*	0,65*	0,66*	0,64*	0,61*
34°N	0,63*	0,66*	0,63*	0,62*	0,62*	0,66*	0,66*	0,61*

Tabela 2. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach (φ, λ) i szeregiem średniego rocznego usłonecznienia z 5 stacji (U5S). Maksimum r oznaczone na szaro. Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 2. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids (φ, λ) and the series of the average annual sum of sunshine duration from 5 stations (U5S). Maximum (r) denoted in gray. Significance markings – as in table 1.

φ/λ	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	0,55*	0,56*	0,49*	0,43*	0,39*	0,35	0,36	0,31
42°N	0,53*	0,57*	0,56*	0,54*	0,52*	0,46*	0,42*	0,38
40°N	0,56*	0,61*	0,66*	0,65*	0,61*	0,55*	0,48*	0,45*
38°N	0,62*	0,66*	0,69*	0,69*	0,66*	0,63*	0,57*	0,51*
36°N	0,61*	0,65*	0,67*	0,68*	0,66*	0,66*	0,61*	0,56*
34°N	0,60*	0,63*	0,66*	0,64*	0,64*	0,61*	0,61*	0,57*

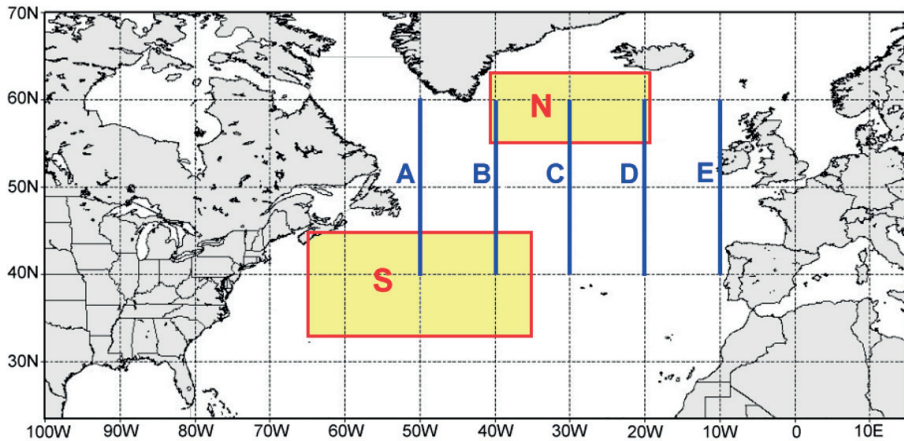
Tabela 3. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach (φ, λ) i szeregiem średniej rocznej obszarowej wilgotności względnej (fPL). Maksimum wartości bezwzględnej r oznaczone na szaro. Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 3. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids (φ, λ) and the series of the area-averaged annual relative humidity (fPL). The absolute value maximum (r) denoted in gray. Significance markings – as in table 1.

φ/λ	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	-0,38	-0,41*	-0,36	-0,34	-0,34	-0,31	-0,31	-0,24
42°N	-0,37	-0,42*	-0,41*	-0,43*	-0,45*	-0,39*	-0,36	-0,31
40°N	-0,39*	-0,47*	-0,50*	-0,51*	-0,49*	-0,44*	-0,39*	-0,35
38°N	-0,44*	-0,52*	-0,55*	-0,53*	-0,49*	-0,48*	-0,44*	-0,39*
36°N	-0,46*	-0,51*	-0,52*	-0,50*	-0,47*	-0,49*	-0,46*	-0,41*
34°N	-0,45*	-0,48*	-0,47*	-0,46*	-0,45*	-0,46*	-0,44*	-0,39*

Dla wyjaśnienia, jak dokładniej kształtują się w tym rejonie rozkłady współczynników korelacji między TPL, U5S, fPL i SST, przeprowadzono analizę związków w zwiększonej rozdzielczości przestrzennej ($2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$) na akwenu ograniczonym przez współrzędne 33-45°N, 65-35°W. Położenie tego akwenu przybliży rysunek 8 (sekcja S). „Obszar Murray-Ratcliffe’a” nie ma ściśle zdefiniowanych granic, ale można sądzić, że środkowe i północne części, wyznaczonego w takich współrzędnych, akwenu mieszczą się w jego granicach. Ponieważ w granicach tak wyznaczonego obszaru brak jest powierzchni lądowych mogących stanowić odniesienia dla orientacji w przestrzeni, wyniki analizy przedstawia się w postaci tabelarycznej (tab. 1, 2 i 3), a nie kartograficznej. Podane w tabelach współrzędne geograficzne określają punkt centralny powierzchni $2 \times 2^\circ$, na której obliczono średnią SST. Przykładowo „grid” oznaczony jako 44°N, 64°W charakteryzuje średnią SST jaka występuje na powierzchni między 43 a 45°N i między 65 a 63°W.

Analizując zawartość tabel 1-3 nietrudno zauważyć, że maksymalne wartości współczynników korelacji są większe od podanych wcześniej wartości uzyskanych w wyniku analizy z mniejszą ($10 \times 10^\circ$) rozdzielczością przestrzenną. Maksymalna wartość r w przypadku korelacji TPL z SST równa jest 0,68, w przypadku korelacji z U5S – 0,69, czyli praktycznie zmiany rocznej SST powiązane są z temperaturą i usłonecznieniem nad Polską z taką samą siłą. Zmiany wilgotności względnej (fPL) powiązane są z SST wyraźnie słabiej



Rys. 8. Akwenu (sekcja S i sekcja N), na których przeprowadzono analizę związków między przebiegami rocznej SST w zwiększonej rozdzielczości ($2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$) i przebiegami wybranych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Położenie profili, wzdłuż których w kolejnych latach wyznaczono gradienty SST między 40 a 60°N, które korelowano z przebiegiem elementów klimatycznych (oznaczenia A, B, C, D, E; patrz tab. 8).

Fig. 8. Water bodies (section S and section N), on which the analysis of relations between the annual SST in increased resolution ($2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$) and the courses of climatic elements in the area of Poland. Location of profiles, along which SST gradients between 40°N and 60°N were determined in the subsequent years, which have been correlated with the course of climatic elements (designations A, B, C, D, E; see Table 8).

($r = -0,55$). Oznacza to, że w latach 1951-2018 zmiany SST w centrum obszaru, gdzie ich wpływ na zmiany wymienionych elementów jest najsilniejszy, objaśniają 46-48% wariancji rocznych obszarowych wartości temperatury powietrza i osłonecznienia nad obszarem Polski i nieco mniejszy odsetek wariancji wilgotności względnej (~30%). Zwraca uwagę, że współrzędne występowania maksimum sygnału są takie same dla wszystkich tych trzech elementów klimatycznych – jest to „grid” 38°N, 56°W.

Na niemal całej powierzchni rozpatrywanego akwenu (33-45°N, 65-35°W) występują istotne i wysoce istotne korelacje z trzema wymienionymi elementami, przy czym siła związków od rejonu wystąpienia ich maksimum szybciej spada w kierunku północnym i wschodnim. Rozkład wartości współczynników korelacji na rozpatrywanym akwenu nie jest przypadkowy, ale ściśle nawiązuje do zachodzących na nim procesów hydrologicznych, odtwarzając z dobrym przybliżeniem przebieg cyrkulacji oceanicznej w północnej części wielkiego kręgu cyrkulacji antycyklonalnej – przed deltą Gólsztromu (ang. Gulf Stream Current) i w jej rejonie.

Analiza rozkładu przestrzennego współczynników korelacji w większej rozdzielczości przestrzennej na wodach Atlantyku Północnego w rejonie północnej części wielkiego kręgu oceanicznej cyrkulacji cyklonalnej, ograniczona do wycinka powierzchni o współrzędnych 55-63°N, 41-19°W (rys. 8, sekcja N; tab. 4-7), daje także bardziej szczegółowy obraz niż przedstawiony na rysunkach 4-7.

Zauważyć można, że siła związków między zmianami SST i zmianami poszczególnych elementów klimatycznych jest na obszarze sekcji N wyraźnie słabsza niż na położonym bardziej na południu i zachodzie akwenu S, a lokalizacja rejonu występowania maksimum siły sygnału zmian rocznej SST jest mało wyraźna i zajmuje relatywnie dużą powierzchnię. Mimo ogólnie słabszego skorelowania SST z wymienionymi w tabelach 4-7 elementami, z wyjątkiem korelacji z NPL, pozostałe elementy ze zmianami rocznej SST skorelowane są wysoce istotnie.

Oprócz korelacji występujących między przebiegiem SST w poszczególnych gridach i przebiegiem elementów klimatycznych na obszarze Polski, które można określić mianem korelacji punktowej, występują jeszcze inne związki, związane z pewnymi cechami rozkładu przestrzennego pola SST. Tutaj, nie wchodząc w detale, można zwrócić uwagę na istnienie związków między zmianami gradientów SST i zmianami elementów klimatycznych.

Najbardziej istotne dla kształtowania szeregu aspektów cyrkulacji atmosferycznej są wartości południkowych gradientów w środkowej troposferze. Atmosfera nad oceanem ogrzewa się od jego powierzchni, stąd południkowe gradienty SST znajdują swoją przybliżoną replikację w środkowej troposferze (Rukovodstvo 1972; Golubiev 1975). Z tej przyczyny zmiany „surowych”, czyli nieprzetworzonych południkowych różnic SST, wykazują powiązanie ze zmianami elementów klimatycznych. Zestawienie współczynników korelacji między rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi i różnicami SST, między 40 a 60°N, od 50 do 10°W, z krokiem 10°λ, przedstawione jest w tabeli 8, a lokalizacja tych profili na rysunku 8.

Tabela 4. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych (φ, λ) i roczną obszarową sumą opadów nad Polską (PPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 4. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates (φ, λ) and the area-averaged annual sum of precipitation over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

φ/λ	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	0,34	0,37	0,37	0,37	0,37	0,35
60°N	0,39*	0,40*	0,40*	0,40*	0,37	0,34
58°N	0,41*	0,40*	0,40*	0,39*	0,37	0,34
56°N	0,37	0,38	0,37	0,34	0,34	0,31

Tabela 5. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych (φ, λ) i rocznym obszarowym zachmurzeniem nad Polską (NPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 5. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates (φ, λ) and the area-averaged annual cloud cover over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

φ/λ	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	0,21	0,23	0,22	0,23	0,24	0,24
60°N	0,25	0,26	0,25	0,24	0,22	0,20
58°N	0,26	0,26	0,25	0,25	0,23	0,19
56°N	0,22	0,22	0,21	0,18	0,18	0,16

Tabela 6. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych (φ, λ) i rocznym obszarowym ciśnieniem atmosferycznym nad Polską (SLPPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 6. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates (φ, λ) and the area-averaged annual atmospheric pressure over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

φ/λ	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	-0,33	-0,39*	-0,40*	-0,41*	-0,38	-0,32
60°N	-0,39*	-0,43*	-0,45*	-0,43*	-0,40*	-0,33
58°N	-0,43*	-0,46*	-0,48*	-0,45*	-0,40*	-0,32
56°N	-0,45*	-0,48*	-0,47*	-0,44*	-0,39*	-0,30

Tabela 7. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych (φ, λ) i roczną obszarową prędkością wiatru nad Polską (VwPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 7. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates (φ, λ) and the area-averaged annual wind speed over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

φ/λ	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	-0,47*	-0,52*	-0,51*	-0,51*	-0,49*	-0,47*
60°N	-0,50*	-0,51*	-0,51*	-0,50*	-0,49*	-0,46*
58°N	-0,50*	-0,51*	-0,51*	-0,49*	-0,47*	-0,44*
56°N	-0,44*	-0,49*	-0,50*	-0,49*	-0,45*	-0,40*

Tabela 8. Współczynniki korelacji między różnicami SST między 40° i 60°N, na profilach A (50°W), B (40°W), C (30°W), D (20°W) i E (10°W) a przebiegiem elementów klimatycznych nad Polską (1951-2018). Oznaczenia jak w tab. 1.

Table 8. Correlation coefficients between SST gradients (between 40°N and 60°N) at profiles A (50°W), B (40°W), C (30°W), D (20°W) and E (10°W) and the course of climatic elements over Poland (1951-2018). Markings as in table 1.

Element	Profil				
	A	B	C	D	E
TPL	0,36	0,36	0,43*	0,34	0,15
U5S	0,21	0,27	0,35	0,24	0,26
fPL	-0,32	-0,39*	-0,43*	-0,30	-0,21
NPL	-0,36	-0,25	-0,17	0,00	-0,10
PPL	-0,43*	-0,39*	-0,29	-0,14	-0,16
SSTPL	0,20	0,27	0,32	0,28	0,31
VwPL	0,41*	0,49*	0,46*	0,43*	0,38

Rozkładu wartości zestawionych w tabeli 8 nie będzie się w tym miejscu interpretować, służą one tylko jako orientacyjna informacja dla Czytelnika, jakiej siły związku mogą występować między zmiennością południkowych gradientów SST⁵ i zmiennością elementów klimatycznych nad Polską, oraz tego, jak związki te zmieniają się w funkcji długości geograficznej, niezależnie od ich wartości wyrażonych w °C⁶. Warto jedynie zwrócić uwagę na fakt, że liczba istotnych związków z elementami jest różna na każdym profilu, co wskazuje jednoznacznie, że ważna jest nie tylko wartość południkowego gradientu SST, ale również to, na jakiej długości geograficznej gradient o tej wartości występuje. Południkowe gradienty SST wykazujące najsilniejsze skorelowanie z elementami klimatycznymi oraz największą liczbę istotnych z nimi korelacji skupiają się na długościach 40-30°W, a nie są równomiernie rozłożone wzdłuż całej szerokości N Atlantyku.

Dyskusja i wnioski

Wykresy rozrzutu wartości poszczególnych elementów klimatycznych względem SST wykazują, że przedstawione związki nie są zbyt ciasne, w związku z czym estymacja wartości danego elementu w oparciu o wartości SST w równaniu jednej zmiennej obar-

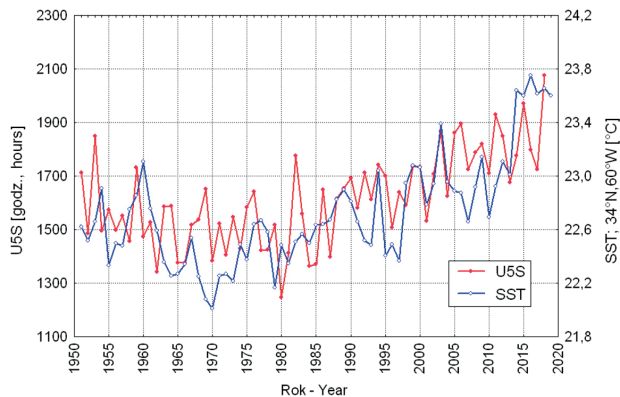
⁵ W tym przypadku korelacje obliczono bezpośrednio z wartościami różnic między SST na szerokości 40 a 60°N (dSST; °C). Wobec stałej odległości między punktami na tych szerokościach (odcinek koła wielkiego), można przeliczyć je na dowolne wartości gradientów. Na przykład, dla oceny stabilności fal długich wymagana jest znajomość gradientu temperatury na 1000 km (Gk) – bez problemu wartości różnic SST między tymi punktami można przeliczyć na takie właśnie gradienty ($Gk = (dSST/2220)1000$). Wartości współczynników korelacji elementów, z tak czy inaczej obliczonymi gradientami będą takie same jak z dSST.

⁶ Średnia (1951-2020) wartość dSST na profilu A jest równa 15,33°C, a jej odchylenie standardowe (σ) = 0,67, na profilu C te same wartości wynoszą 9,99°C i 0,57, na profilu E już tylko 6,76°C i $\sigma = 0,27$.

czona jest znacznym błędem. Szczególnie wyraźne jest to w przypadku korelacji umiarkowanej siły ($|0,3| < r < |0,5|$). Ten fakt, stanowiący cechę przedstawionych związków między elementami klimatycznymi i SST na Atlantyku Północnym wymaga wyjaśnienia, gdyż rzutuje następnie na interpretację zachodzących zależności.

W przebiegach SST uwidacznia się silna składowa długookresowa ich zmienności (np. Kushnir 1994; Knight i in. 2006; Dima, Lohmann 2007). Porównanie przebiegów SST na poszczególnych akwenach z przebiegami odpowiednich elementów klimatycznych wyjaśnia, że wpływ zmienności stanu termicznego Atlantyku Północnego przejawia się przede wszystkim w regulacji zmienności długookresowej elementów klimatycznych (rys. 9). Pozwala to sądzić, że długookresowe zmiany elementów klimatycznych i ich fluktuacje ujawniające się w ich przebiegach, wymuszone są przez odpowiednie długookresowe zmiany SST na poszczególnych częściach N Atlantyku. Tym samym można sądzić, że długookresowa zmienność klimatu Polski powiązana jest z przebiegiem procesów oceanicznych kształtujących pole SST na N Atlantyku.

Międzyroczne zmiany SST znajdują znacznie mniej konsekwentne odbicie w przebiegach międzyrocznych zmian elementów klimatycznych, co stanowi przyczynę obniżenia siły związków. Przyczyn tego jest kilka. Po pierwsze, stosowana przez nas miara czasu (rok: 1.01 – 31.12), w których prowadzi się uśrednienia wartości miesięcznych do rocznych nie jest zgodna z przebiegiem procesów atmosferycznych, a tym bardziej procesów oceanicznych. Wartości współczynników korelacji między SST i elementami klimatycznymi wyraźnie rosną, kiedy koreluje się ze sobą szeregi średnich rocznych obliczanych według odmiennego „początku” roku – w przypadku SST od kwietnia roku bieżącego do marca następnego roku włącznie. Po wtóre, SST na konkretnym akwencie czy w polu gridowym nie determinuje „samodzielnie” wartości danego elementu – wpływ na ten element wywierają w tym samym czasie również i inne wartości charakteryzujące stan



Rys. 9. Przebieg sum usłonecznienia rocznego, uśrednionego z 5 stacji polskich (U5S) i rocznej SST w gridzie 34°N, 60°W (sekcja S; tab. 1).

Fig. 9. The course of the annual sum of sunshine duration, averaged for 5 Polish stations (U5S) and the annual SST in the grid 34°N, 60°W (section S; Table 1).

termiczny oceanu, takie jak na przykład wartości SST na innych akwenach, czy południkowe gradienty SST (tab. 8). Wreszcie, po trzecie, SST jako taka nie wywiera żadnego bezpośredniego wpływu na zmienność elementów klimatycznych, ale jedynie pośrednio wskazuje na to, jakie zasoby ciepła znajdują się w wodach przypowierzchniowych i to, gdzie się one znajdują (jaka jest ich lokalizacja). Dopiero strumienie ciepła z poszczególnych części oceanu do atmosfery oddziałują na procesy atmosferyczne, skutkiem działania których procesy te ulegają określonym modyfikacjom, dając w rezultacie wcale nie prosty dalszy łańcuch zdarzeń poprzez zmiany w przebiegu procesów cyrkulacji atmosferycznej i odpowiednią strukturę procesów pogodowych nad oddalonymi obszarami. Struktura pogód nad określonym obszarem (tu nad Polską) określa występujące w danym okresie wartości elementów meteorologicznych, z których, po uśrednieniach, oblicza się następnie „elementy klimatyczne”. Cały łańcuch tych procesów ma swoją, wcale niemałą inercję, mniejszą po stronie atmosfery, znacznie większą, sięgającą miesięcy, po stronie oceanu. Ta właśnie inercja stanowi przyczynę występowania różnej długości przesunięć fazowych, o których wspomniano we wstępie. Wszystkie wymienione czynniki, działające wspólnie i jednocześnie, stanowią przyczynę obniżenia się zgodności międzyrocznych przebiegów SST i poszczególnych elementów klimatycznych.

Przedstawiony materiał wykazuje, że między zmiennością rocznych wartości SST na Atlantyku Północnym i zmiennością rocznych wartości siedmiu elementów klimatycznych nad Polską – temperatury powietrza, usłonecznienia, wilgotności względnej, zachmurzenia ogólnego, sum opadów, ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru, występują związki o zróżnicowanej sile. Związki te z niektórymi elementami – temperaturą, usłonecznieniem i wilgotnością są silne i wysoce istotne ($r > |0,5|$); z rocznymi sumami opadów, ciśnieniem atmosferycznym i prędkością wiatru są umiarkowanej siły i w przewadze wysoce istotne (r od $|0,5|$ do $|0,3|$), a z rocznym zachmurzeniem ogólnym – słabe, ale jeszcze istotne ($p < 0,05$, r od $0,24$ do $0,32$). Rozkład przestrzenny akwenów, na których przebieg zmian SST na Atlantyku Północnym wykazuje statystycznie istotne powiązania ze zmianami elementów klimatycznych, wykazuje wyraźne zróżnicowanie geograficzne.

Rozpatrując naturę tych związków trzeba zwrócić uwagę na fakt, że ze zmianami jednej tylko wielkości fizycznej, jaką jest temperatura powierzchni oceanu, zmienia się jednocześnie szereg różnych parametrów opisujących stan atmosfery na oddalonym od oceanu obszarze. Taka sytuacja stawia problem tego, co w przedstawionych związkach stanowi przyczynę, a co jest skutkiem. Nie wchodząc w tym miejscu w rozpatrywanie rzeczywistych mechanizmów prowadzących do zaistnienia tych związków, można rozpatrzeć ten problem w najbardziej ogólnej postaci – relacji logicznych.

Związki typu zgodności przebiegu różnych wielkości w funkcji czasu, a więc również istotne korelacje szeregów czasowych SST i elementów klimatycznych, mogą z formalnego punktu widzenia mieć trzy przyczyny.

Mogą być to związki przypadkowe, wynikające z chwilowej zgodności obu przebiegów w czasie⁷. W przypadkowy charakter opisanych związków należy wątpić – świad-

⁷ Najczęściej z powodu występowania w obu szeregach trendów – jedno- lub różnoimiennych.

czy o tym rozkład występujących znaków korelacji SST z poszczególnymi elementami, tworzący logiczne i konsekwentne „całości”. Odtwarzają one realne związki między poszczególnymi elementami na obszarze Polski, jakie zachodzą wraz z kierunkiem zmian SST. I tak – wzrost SST na obszarze sekcji S (rys. 8) powoduje jednocześnie wzrost usłonecznienia i temperatury powietrza nad Polską (korelacje dodatnie) i spadek wilgotności względnej (korelacja ujemna). Nie ma tu sprzeczności w powiązaniach między elementami i kierunkiem zmian SST.

Wzrost SST na obszarze sekcji N (rys. 8) pociąga za sobą wzrost sum opadów (korelacja dodatnia), zachmurzenia ogólnego (korelacja dodatnia), spadek ciśnienia (korelacja ujemna) i – ku pewnemu zaskoczeniu – spadek prędkości wiatru. Sprawdzenie korelacji SLPPL z VwPL wykazuje, że między przebiegami rocznymi obu tych wielkości nad Polską zachodzi korelacja dodatnia ($r = 0,29$, $p = 0,016$). Tak więc spadkowi rocznego ciśnienia nad Polską odpowiada spadek rocznej prędkości wiatru. Oznacza to, że i na wodach sekcji N wszystkie związki SST z elementami klimatycznymi są niesprzeczne. O ile można sobie wyobrazić, że jeden czy dwa takie związki na 7 opisanych mógłby/mogłyby stanowić dzieło przypadku, to trudno przyjąć, aby sytuacja, w której „prawidłowo” realizują się wszystkie związki, była przypadkowa. W takiej sytuacji można odrzucić działanie przypadku, takiego rodzaju przypadkowa koincydencja zdarzeń jest po prostu bardzo mało prawdopodobna.

Następną sytuacją jest regulacja wspólnej zmienności (kowariancji) dwu, lub więcej, wielkości przez działanie tak zwanego „czynnika trzeciego”, nie branego pod uwagę w analizie, a który steruje zmiennością obu skorelowanych wielkości. W takim przypadku „przyczyna”, którą stanowi „czynnik trzeci”, nie jest najczęściej rozpoznana, a korelacja, często silna i wysoce istotna, stanowi jedynie skutek na ogół trudny do wyjaśnienia. Przykładem takiej sytuacji może być silny dodatni związek prędkości wiatru nad Bałtykiem z temperaturą powietrza nad tym akwenem w okresie chłodnej pory roku. Między prędkością wiatru i temperaturą brak jest bezpośrednich związków fizycznych, w związku z czym występujące korelacje są niewytłumaczalne. Analiza (Kruszewski 2011) wykazuje, że oba elementy klimatyczne zmieniają się pod wpływem zmian ciśnienia atmosferycznego, sterowanego przez zmienność NAO. Zmienność NAO moduluje zarówno przebieg temperatury powietrza przez kierunki adwekcji, jak i określa rozmiary gradientów ciśnienia nad Bałtykiem warunkujące prędkość wiatru. W ten sposób zmiany SLP nad Bałtykiem, czy też ogólnie zmienność NAO, stanowią „czynnik trzeci”, będący przyczyną skorelowania przebiegu obu elementów – temperatury i prędkości wiatru.

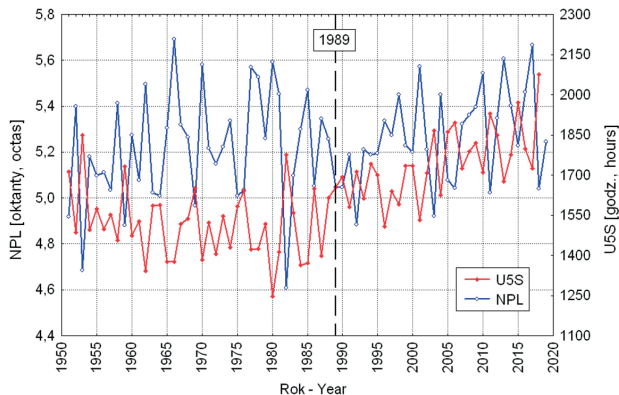
W przypadku zmian temperatury powietrza i wilgotności względnej nad Polską, zachodzących pod wpływem zmian SST, sprawa nie jest tak prosta, jak w opisanym wyżej przypadku. Usłonecznienie reguluje zmienność zarówno SST nad N Atlantykiem, jak i zmienność temperatury nad Polską.

Usłonecznienie nad Polską moduluje przebieg temperatury w funkcji czasu, której zmienność, w wyniku prostej reakcji fizycznej natury, wymusza odpowiednie zmiany przebiegu wilgotności w czasie. W takim razie staje się jasne, że zmiany temperatury pociągają za sobą zmiany wilgotności, ale co jest przyczyną odpowiednich zmian w przebiegu obu wielkości (skutek) – nie wiadomo. W przypadku zmian SST, TPL, U5S oraz

fPL zachodzą takie właśnie związki, a więc teoretycznie taka sytuacja, że zmiany usłonecznienia zarówno nad N Atlantykiem, jak i nad Polską, regulowane są przez działanie „czynnika trzeciego” jest możliwa i nie można jej wykluczyć na samym wstępie.

W takim przypadku, takie same zmiany usłonecznienia (wzrost lub spadek) musiałyby zachodzić jednocześnie nad Polską i wodami tropikalnymi i subtropikalnymi N Atlantyku. Wzrost usłonecznienia powodowałby zarówno wzrost SST na Atlantyku, jak i wzrost TPL oraz spadek fPL. Zachodzące nad oddalonymi od siebie o około 6000 km obszarami jednoczesne zmiany usłonecznienia, powinny mieć również jakąś wspólną przyczynę, albo też przyczyny, działające z niejasnych powodów, w tym samym czasie.

Gdyby tak było, zmiany SST na obszarze sekcji S oraz zmiany usłonecznienia nad Polską powinny być regulowane przez jednoczesne zmiany zachmurzenia, gdyż zmiany usłonecznienia regulowane są przez zmiany zachmurzenia. Tak nie jest – zmienność SST w rejonie 40-36°N, 60-40°W nie wywiera mierzalnego wpływu na zachmurzenie ogólne nad Polską (rys. 4). Z kolei obraz związków między zachmurzeniem obszarowym i usłonecznieniem obszarowym nad Polską jest paradoksalny – wzrostowi zachmurzenia ogólnego, który rozpoczął się od około 1989 roku odpowiada wzrost usłonecznienia (rys. 10), mimo tego, że między tymi wielkościami występują istotne korelacje ujemne ($r = -0,44$, $p < 0,001$; 1951-2018). Po roku 1988 trend NPL jest równy $+0,0076 (\pm 0,0036)$ oktanta $\cdot \text{rok}^{-1}$ ($p = 0,043$), a trend U5S $+9,2 (\pm 2,2)$ godziny $\cdot \text{rok}^{-1}$ ($p < 0,001$), a więc w sensie fizycznym (równoczesny wzrost zachmurzenia i usłonecznienia) znaki trendów są wewnątrznie sprzeczne. Nie będzie się wnikać w tym miejscu w przyczyny występowania tego „paradoksu”, jego wyjaśnienie wymaga napisania odrębnej pracy. Jednak samo wystąpienie takich przebiegów NPL i U5S wyjaśnia, że wzrost usłonecznienia nad Polską nie jest



Rys. 10. Przebieg rocznego obszarowego zachmurzenia ogólnego nad Polską (NPL) i średniego rocznego usłonecznienia z 5 stacji (U5S). Oznaczony rok 1989, od którego w obu szeregach pojawił się trend dodatni.

Fig. 10. The course of the area-averaged annual cloud cover over Poland (NPL) and the average annual sum of sunshine duration from 5 stations (U5S). The year 1989 is marked – since this year a positive trend is observed in both records.

związany z obniżeniem się zachmurzenia, a więc przyczyny wzrostu SST na tropikalnym N Atlantyku oraz temperatury i usłonecznienia nad Polską nie są takie same. Nie ma zatem tutaj działania „czynnika trzeciego”.

Pozostaje rozpatrzenie trzeciej możliwej przyczyny występowania korelacji między przebiegami dwu (lub więcej) wielkości, jaką jest występowanie związków przyczynowo-skutkowych. W tym przypadku niezbędne jest określenie: zmienność której wielkości stanowi przyczynę zmiany innej wielkości, gdyż sama wartość współczynnika korelacji żadnej informacji na ten temat nie daje.

Nie jest możliwym wyjaśnienie, w jaki sposób zmiany rocznych wartości sum opadów, prędkości wiatru, czy też SLP nad Polską mogą wpływać na zmiany rocznych wartości SST na obszarze około miliona km^2 sekcji N. Podobnie, nie jest możliwe wyjaśnienie tego, w jaki sposób zmiany rocznej temperatury nad Polską mogą wpływać na zmiany rocznej SST na obszarze liczącej około 2,5 mln km^2 sekcji S. I dlaczego zmiany temperatury nad Polską miałyby oddziaływać akurat na SST na obszarze sekcji S, położonej w atlantyckich tropikach i subtropikach, a nie oddziaływać na znacznie bliżej leżącą SST w sekcji N? Jest natomiast możliwe względnie proste objaśnienie jak zmiany SST na tym akwenie mogą wpływać na przebieg procesów cyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, które skutkować będą odpowiednimi zmianami obu tych elementów klimatycznych nad Polską, zgodnie ze znakami zmian SST.

W takiej sytuacji ostatecznym wnioskiem jest stwierdzenie, że zmiany SST, sygnalizujące rozkład przestrzenny i zasoby ciepła w wodach Atlantyku Północnego, stanowią jedną z przyczyn wymiernej zmienności elementów klimatycznych nad Polską. Wystąpienie istotnych korelacji między SST na danym akwenie i poszczególnymi elementami klimatycznymi czyni, że dla każdego takiego przypadku można utworzyć, również istotne statystycznie, równanie liniowe, w którym zmienność danego elementu stanowi funkcję zmian SST. Współczynnik determinacji (R^2) takiego równania jednej zmiennej będzie równy współczynnikowi determinacji współczynnika korelacji (r^2), albo też będzie nieco tylko niższy, jeśli obliczy się go jako współczynnik determinacji uwzględniający liczbę stopni swobody (adjusted R^2).

Przedstawione rysunki (rys. 1-7) oraz zawartość tabel 1-9 uzmysławiają, że roczna zmienność SST w rejonach występowania najsilniejszych korelacji objaśnia około 46% wariacji rocznych obszarowych wartości sum usłonecznienia i temperatury powietrza nad Polską, około 27-30% wariacji rocznych obszarowych wartości wilgotności względnej i prędkości wiatru oraz 12-23% wariacji rocznych obszarowych wartości zachmurzenia ogólnego, sum opadu i ciśnienia atmosferycznego. Są to, w przypadku większości rozpatrywanych elementów, liczące się odsetki objaśnienia. Wszystkie te wartości są znacząco większe od objaśnienia 6% wariacji rocznej temperatury powietrza przez zmiany SST na N Atlantyku, podawanych przez Miętusa i Filipiaka (2002).

Rozpatrując zatem czynniki, które wpływają na zmienność klimatu Polski, nie można ignorować wpływu zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego, gdyż zmienność niemal wszystkich elementów, opisujących stan klimatu Polski, jest, w mniejszym czy większym stopniu funkcją wartości i rozkładu przestrzennego SST tego oceanu.

L i t e r a t u r a

- Årthun M., Edelvik T., Drange H., Fuervik T., Johnson H.L., Keenlyside N.S., 2017, Skillful prediction of northern climate provided by the ocean, *Nature Communications*, 8, 15875, DOI: 10.1038/ncomms15875
- Bjerknes J., 1962, Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic, *Geofysiske publikasjoner (Geophysica Norvegica)*, 24, 115-145
- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, 82 s., DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9
- Brooks C.E.P., 1949, *Climate through the ages*, Second Edition, Ernest Benn Limited, London, 395 s.
- Cayan D.R., 1980, Large-scale relationships between sea surface temperature and surface air temperature, *Monthly Weather Review*, 108 (9), 1293-1301, DOI: 10.1175/1520-0493(1980)108<1293:LSRBSS>2.0.CO;2
- Czaja A., Frankignoul C., 1999, Influence of the North Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 26 (19), 2969-2972, DOI: 10.1029/1999GL900613
- Czaja A., Frankignoul C., 2002, Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 15 (6), 606-623, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOA-SA>2.0.CO;2
- Dima M., Lohmann G., 2007, A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Journal of Climate*, 20 (11), 2706-2719, DOI: 10.1175/JCL4174.1
- Evans J.L., 1993, Sensitivity of tropical cyclone intensity to sea surface temperature, *Journal of Climate*, 6 (6), 1133-1140, DOI: 10.1175/1520-0442(1993)006<1133:SOTCIT>2.0.CO;2
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft, Berlin-Darmstadt-Wien, 287 s.
- Golubev V.E., 1975, Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v privednom sloe nad okeanom. *Trudy Girometeorologicheskogo Nauchno-Issledovatel'skogo Centra SSSR*, vyp. 147, 36-52
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), 437-472, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006, Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 33 (17), DOI: 10.1029/2006GL026242
- Kraus E.B., 1972, *Atmosphere-ocean interaction*, Oxford University Press, 284 s.
- Kruszewski G., 2011, Związki prędkości wiatru z temperaturą powietrza nad Bałtykiem (1950-2009), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 179-187
- Kruszewski G., Marsz A.A., Zblewski S., 2003, Wpływ zmian temperatury powierzchni oceanu na Morzu Norweskim na temperaturę powietrza na Svalbardzie i Jan Mayen (1982-2002), *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13, 59-78
- Kruszewski G., Zblewski S., 2005, Wpływ zmian temperatury na Morzu Norweskim na przebieg temperatury powietrza nad Bałtykiem i ich związki z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Wyd. PTGeof. i IMGW, Warszawa, 441-446

- Kruszewski G., Zblewski S., 2010, Zmiany temperatury wody na Morzu Norweskim a temperatura powietrza nad Bałtykiem (1950-2009), [w:] *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 235-244
- Kushnir Y., 1994, Interdecadal variations in North Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *Journal of Climate*, 7 (1), 141-157, DOI: 10.1175/1520-0442(1994)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2
- Lapointe F., Bradley R.S., Francus P., Balascio N.L., Abbott M.B., Stoner J.S., St-Onge G., De Connick A., Labarre T., 2020, Annually resolved Atlantic Sea surface temperature variability over the past 2,900 y, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117 (44), 27171-27178, DOI: 10.1073/pnas.2014166117
- Marsz A.A., 1999, Zagadnienie długoterminowej prognozy termicznego charakteru sezonu zimowego na obszarze Bałtyku Południowego i Polski Północno-Zachodniej, *Prace III Sympozjum Nawigacyjnego*, t. 2., WSM Gdynia, 223-238
- Marsz A.A., 2001, Stan termiczny północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku, *Wydawnictwo Uczelniane WSM w Gdyni*, Gdynia, 107 s.
- Marsz A.A., 2005a, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna? [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), PTGeof i IMGW, Warszawa, 32-52
- Marsz A.A., 2005b, O oceanicznych uwarunkowaniach cyrkulacyjnego i termicznego charakteru zimy w Polsce i środkowej Europie, *Wydawnictwo Uczelniane AM w Gdyni*, Gdynia, 63 s.
- Marsz A.A., 2008, W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1), 3-26
- Marsz A.A., 2012, Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania, [w:] *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasza, A. Widawki (red.), *Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego*, 74, 101-117
- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej. [w:] *NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje*, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migąła (red.), *Uniwersytet Wrocławski i SKP*, 31-46
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009, Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point view for the reasons of changes in the Arctic climate, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19, 7-31
- Marsz A.A., Żmudzka E., 2002, Związki początku termicznego okresu wegetacyjnego w Polsce z anomaliami temperatury powierzchni wody na Atlantyku Północnym. Cz. 1 i 2, *Przegląd Geofizyczny*, 48 (3-4), 165-201
- McCabe G.J., Betancourt J.L., Gray S.T., Palecki M.A., Hidalgo H.G., 2008, Associations of multi-decadal sea-surface temperature variability with US drought, *Quaternary International*, 188 (1), 31-40, DOI: 10.1016/j.qaint.2007.07.001
- Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz warunki termiczne w Polsce w XX wieku, *IMGW, Materiały Badawcze. Seria Meteorologia*, 35, 68 s.

- Moniak J., 1927, Wahania temperatury na obszarze północnego Atlantyku w latach 1910-1919, Kosmos. Seria B, 52 (3-4), 915-1051
- Moniak J., 1930, O wpływie prądu Golfowego i lodów na klimat Europy, Kosmos. Seria B, 55 (2-3), 127-164
- Ossó A., Sutton R., Shaffrey L., Dong B., 2020, Development, Amplification, and decay of Atlantic/European summer weather patterns linked to spring North Atlantic Sea surface temperatures, *Journal of Climate*, 33 (14), 5939-5951, DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0613.1
- Perry A.H., Walker J.M., 1982, System ocean – atmosfera, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk, 266 s.
- Ratcliffe R.A.S., 1973, Recent work on sea-surface temperature anomalies related to long-range forecasting, *Weather*, 28 (3), 106-117
- Ratcliffe R.A.S., Murray R., 1970, New lag associations between North Atlantic Sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 (408), 226-246, DOI: 10.1002/qj.49709640806
- Rodwell M.J., Folland C.K., 2002, Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128 (583), 1413-1443, DOI: 10.1002/qj.200212858302
- Ronca R.E., Battisti D.S., 1997, Anomalous sea surface temperatures and local air-sea energy exchange on intraannual timescales in the northeastern subtropical Pacific, *Journal of Climate*, 10 (1), 102-117
- Rukovodstvo po mesyachnym prognozam pogody, Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologicheskoy Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometoizdat, Leningrad, 364 s.
- Sadowski M., 1983, Klimatologiczne przesłanki prognozy suszy glebowej, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (2), 151-163
- Sadowski M., 1990, Relationship between elements of climate in Poland and sea surface temperature in the North Atlantic Ocean, [w:] *Climatic change in the historical and the instrumental periods*, R. Brazdil (red.), Masaryk University, Brno, 231-236
- Sadowski M., Strauch A., 1988, Związek elementów klimatu Polski z temperaturą wody w Atlantyku Północnym, *Wiadomości IMGW*, 1-2, 75-92
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, 21 (10), 2283-2296, DOI: 10.1175/1520-0442-16.10.1601
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki, Wydawnictwo Uczelniane AM w Gdyni, Gdynia, 109 s.
- Styszyńska A., 2011a, Stan termiczny wód powierzchniowych Bałtyku a temperatura powietrza w Polsce, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 159-167
- Styszyńska A., 2011b, Wpływ zmian temperatury powierzchniowej mórz Barentsa, Norweskiego i Grenlandzkiego na trend rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 21, 115-131
- Tory K.J., Dare R.A., 2015, Sea surface temperature thresholds for tropical cyclone formation, *Journal of Climate*, 28 (20), 8171-8183, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00637.1
- Ugryumov A.I., 1981, Teplovoj rezhim okeana I dolgosrochnye prognozy pogody, Gidrometeoizdat, Leningrad, 174 s.

Wu R., Kinter III J.L., 2009, Analysis of the relationship of U.S. droughts with SST and soil moisture: distinguishing the time scale of droughts, *Journal of Climate*, 22 (17), 4520-4538, DOI: 10.1175/2009JCLI12841.1

S t r e s z c z e n i e

W pracy rozpatruje się związki między szeregami 7 elementów klimatycznych, obliczonych jako średnie obszarowe dla Polski, a rocznymi szeregami SST na Atlantyku Północnym, obliczonymi dla gridów między 30 a 70°N, w rozdzielczości przestrzennej 10°φ × 10°λ. Okres analizy obejmuje lata 1951-2018. Dane SST pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b, a dane do utworzenia rocznych obszarowych wartości elementów klimatycznych nad Polską stanowią przetworzone dane IMGW BIP (temperatura i wilgotność powietrza, zachmurzenie ogólne, sumy opadów i usłonecznienie) oraz dane pochodzące z reanalizy (SLP i prędkość wiatru). Wyniki analizy ujawniły, że między wszystkimi rozpatrywanymi elementami klimatycznymi a SST na N Atlantyku zachodzą istotne lub (w zdecydowanej przewadze) wysoce istotne korelacje. Rozkład przestrzenny korelacji SST z poszczególnymi elementami przedstawia wyraźne zróżnicowanie geograficzne (rys. 1-7). SST na N Atlantyku w rejonie 30-40°N i 60-40°W wykazuje silne i wysoce istotne korelacje z temperaturą powietrza, sumą usłonecznienia i wilgotnością względną nad Polską. Słabsze, ale przeważnie wysoce istotne korelacje SST z rocznym zachmurzeniem, sumami opadu, SLP i prędkością wiatru obserwuje się w rejonie 50-60°N, 60-20°W. Analiza w większej rozdzielczości przestrzennej przeprowadzona na dwóch obszarach (sekcja S i sekcja N, ryc. 8) wskazała, czego należało się spodziewać, że wartości współczynników korelacji między zmianami SST są wyższe od określonych w analizie o małej rozdzielczości przestrzennej. Oprócz korelacji między SST w poszczególnych punktach i elementami klimatycznymi nad Polską, zachodzą również korelacje między południkowymi gradientami SST między 40 a 60°N. Największą siłę korelacji osiągają te na długościach B (40°W) i C (30°W) – tab. 8. Zmienność SST wykazuje silne związki ze składową długookresową zmian elementów klimatycznych, słabsze ze zmiennością międzyroczną. Analiza relacji logicznych wskazuje, że zmiany SST stanowią przyczynę zmian elementów klimatycznych nad Polską. Zmiany rocznych wartości SST na poszczególnych akwenach objaśniają około 46% wariacji rocznej temperatury powietrza i usłonecznienia w Polsce, 27-30% wariacji wilgotności względnej i prędkości wiatru oraz 12-23% wariacji rocznej zachmurzenia ogólnego, sum opadów oraz SLP. Ponieważ zmienność każdego elementu klimatycznego jest funkcją zmian SST na Atlantyku Północnym, wynika z tego, że zmiany i zmienność klimatu Polski są w znacznej części sterowane przez zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego.

Słowa kluczowe: Północny Atlantyk, SST, Polska, elementy klimatyczne, korelacje.

S u m m a r y

The study considers the relationships between the series of 7 climatic elements, averaged for the area of Poland, and the annual series of SST in the North Atlantic, calculated for grids between 30

and 70°N, at a spatial resolution of $10^{\circ}\varphi \times 10^{\circ}\lambda$. The period of analysis covers the years 1951-2018. The SST data comes from the NOAA NCDC ERSST v.3b data base. The data used for the creation of area-averaged annual values of climatic elements over Poland are obtained from IMWM NRI (Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute) – air temperature and humidity, cloud cover, precipitation sums and sunshine duration, and from reanalyzed data – SLP and wind speed. The results of the analysis showed that there are significant or (prevalent) highly significant correlations between all the considered climatic elements and the SST in the North Atlantic. The spatial distribution of the SST correlation with individual elements shows a clear geographic differentiation (Fig. 1-7). SST in the North Atlantic in the region of 30°N – 40°N and 60°N – 40°W produces strong and highly significant correlations with air temperature, sum of sunshine duration and relative humidity over Poland). Weaker, but predominantly highly significant correlations of SST with annual cloudiness, sum of precipitation, SLP and wind speed are observed in the region of 50°N – 60°N, 60°W – 20°W. The analysis based on higher spatial resolution carried out in two areas (section S and section N, Fig. 8) indicated, what could be expected, that the values of the correlation coefficients between changes in SST are higher than those performed for lower spatial resolution. Next to the correlation between the SST defined for individual grids and the climatic elements over Poland, the correlations between the longitudinal SST gradients between 40°N and 60°N are also observed. The greatest values of these correlations are noticed for the B (40°W) and C (30°W) profiles – Table 8. SST variability shows strong relation with the long-term component of changes in climatic elements, weaker with inter-annual variability. The analysis of logical relations shows that SST is the cause of changes in climatic elements over Poland. Changes in the annual SST values in individual water bodies explain about 46% of the annual air temperature and sum of sunshine duration variance in Poland, 27-30% of the relative humidity and wind speed variance, and 12-23% of the annual variance of cloud cover, sum of precipitation and SLP. Since the variability of each climatic element is a function of SST changes in the North Atlantic, the changes and variability in Poland's climate are largely driven by changes in the thermal state of the North Atlantic.

Key words: North Atlantic, SST, Poland, climatic elements, correlation.

Iwona MARKIEWICZ

INSTYTUT GEOFIZYKI POLSKIEJ AKADEMII NAUK, ZAKŁAD HYDROLOGII I HYDRODYNAMIKI

**OKRESY BEZ OPADU ORAZ Z OPADEM BARDZO SILNYM
W PÓŁROCZU LETNIM W DORZECZU GÓRNEJ WISŁY****PERIODS WITHOUT PRECIPITATION AND WITH
VERY HEAVY PRECIPITATION IN THE SUMMER HALF-YEAR
IN THE UPPER VISTULA BASIN****Wstęp**

Obserwacje meteorologiczne i hydrologiczne towarzyszą ludziom od zarania dziejów (Rojecki 1965). W Polsce oraz w krajach o podobnym klimacie obserwuje się sezonowe występowanie i intensywność zjawisk hydrologiczno-meteorologicznych. Związane jest to z sezonową zmiennością czynników takich jak temperatura, cyrkulacja powietrza, pokrycie terenu, warunki glebowe, retencja czy ewapotranspiracja, które to wpływają na formowanie się zjawisk hydrologiczno-meteorologicznych (Parajka i in. 2009; Hasson i in. 2014; Hall, Blöschl 2018). Podejście sezonowe jest korzystne przy analizie wpływu zmian klimatycznych na reżim wodny i jest szeroko rekomendowane w literaturze (Ozga-Zielińska i in. 1999; Petrow, Merz 2009; Wilson i in. 2010; Kochanek i in. 2012; Strupczewski i in. 2012; Stramska 2013; Marengo 2015; Perez i in. 2015; Hao i in. 2018; Markiewicz i in. 2020). W Polsce wyróżnia się dwa główne sezony hydrologiczne: sezon letni od 1 maja do 31 października oraz sezon zimowy od 1 listopada do 30 kwietnia.

Rejon dorzecza górnej Wisły charakteryzuje się dużą dynamiką procesów hydrologicznych z wysokim potencjałem powodziowym w półroczu letnim, tj. od maja do października, kiedy to największe powodzie są generowane intensywnymi opadami deszczu. Kompleksowa charakterystyka regionu Górnej Wisły została przedstawiona w licznych opracowaniach, np.: Dynowska, Maciejewski 1991; Izmailow i in. 1995; Obrębska-Starkłowa i in 1995; Warszzyńska 1996. Szczegółowe badania klimatu w regionie były prowadzone między innymi przez Hessa (1965), Niedźwiedzia (1981) oraz Niedźwiedzia i Obrębską-Starkłową (1991). Analiza opadów w rejonie górnej Wisły stanowiła temat wielu prac, np. Kostrakiewicza (1967, 1977) czy Twardosza (2000, 2005). Szczególne zainteresowanie badaczy skierowane było na skrajne warunki opadowe w regionie, czyli okresy bez opa-

dów i związane z nimi susze i okresy posuszne (Kowanetz 1981; Ziernicka-Wojtaszek 2012; Cebulska 2016, 2018; Cebulska, Twardosz 2010) oraz okresy bardzo wysokich opadów, z którymi wiąże się ryzyko wystąpienia podtopień i powodzi (Cebulska, Twardosz 2012; Twardosz, Cebulska 2014; Twardosz i in. 2016). W pracy Cebulskiej i Twardosza (2020) scharakteryzowano najwyższe i najniższe sumy opadów miesięcznych. Większość najnowszych wymienionych tu badań dotyczących opadów w dorzeczu górnej Wisły była prowadzona dla miesięcznych sum opadów. Szczegółowe badania maksymalnych opadów dobowych w regionie zostały przeprowadzone w latach 90. ubiegłego wieku przez Cebulak (1991a-b, 1992, 1998), a w nowszej pracy Młyńskiego i in. (2018) badano trendy w seriach maksymalnych rocznych opadów dobowych.

W niniejszej pracy analizie poddano dobowe sumy opadów atmosferycznych sezonu letniego (maj–październik) w okresie 1951-2018 dla jedenastu stacji meteorologicznych z dorzecza górnej Wisły. Celem pracy jest zbadanie skrajnych warunków opadowych polegające na ocenie częstości wystąpienia dni bez opadów oraz dni z opadem bardzo silnym (powyżej 20 mm na dobę), a także analiza zmienności (tj. badanie trendu) serii liczby dni bez opadu oraz liczby dni z opadem bardzo silnym. Dodatkowym celem jest zbadanie długości i czasu wystąpienia najdłuższych sekwencji dni bez opadu oraz najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym w poszczególnych latach, a także analiza maksymalnych najdłuższych sekwencji dni bez opadu i z opadem bardzo silnym w wieloleciu 1951-2018.

Wszystkie obliczenia w niniejszym artykule zostały wykonane przy użyciu opracowanego przez autorkę oprogramowania Fortran oraz Python, dodatkowo wspierane i weryfikowane przez oprogramowanie Excel.

Obszar badawczy i charakterystyka danych pomiarowych

Obszar badań obejmuje zachodnią część dorzecza górnej Wisły. Całkowita powierzchnia dorzecza wynosi 33458 km² (w tym 1952,4 km² poza terytorium Polski) i według Cyberskiego i in. (2006) dotyczy odcinka o długości 399 km od źródła do ujścia Sanu. Tymczasem według Dynowskiej i Maciejewskiego (1991) dorzecze górnej Wisły to obszar zamknięty przekrojem wodowskazowym w Zawichoście, zaś według Rozporządzenia Dyrektora Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie (z dnia 16 stycznia 2014 r.) region wodny górnej Wisły rozciąga się do ujścia Sanny włącznie. Istniejące rozbieżności nie wpływają na ogólną charakterystykę regionu, który obejmuje obszar polskich Karpat Zachodnich oraz część Podkarpacia. Zgodnie z powszechnie stosowanym systemem klasyfikacji klimatycznej Köppena (Peel i in. 2007), w wyższych częściach regionu występuje głównie klimat wilgotny kontynentalny z łagodnym latem i opadami przez cały rok. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza zaczyna dominować klimat subarktyczny ze srogą zimą, brakiem pory suchej i chłodnym latem, zaś w najwyższych partiach górskich przechodzi w klimat polarny tundry (Pidwirny 2006; Karamuz i in. 2021). Obszar dorzecza górnej Wisły charakteryzuje się dużym potencjałem powodziowym. Główne zagrożenie stanowią tu powodzie letnie spowodowane intensywnymi,

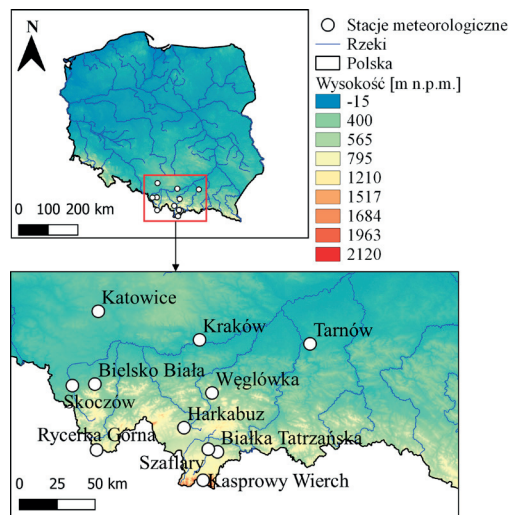
długotrwałymi opadami, podczas gdy wezbrania w środkowym i dolnym biegu Wisły wskazują głównie reżim powodzi roztopowych lub mieszanych roztopowo-opadowych (Dobrowolski i in. 2003, 2004; Markiewicz i in. 2020). Udział rocznego odpływu z dorzecza górnej Wisły w jej bilansie odpływu jest około 1,7 razy większy niż udział powierzchni dorzecza górnej Wisły w powierzchni jej dorzecza. Województwa położone w dorzeczu (zwłaszcza śląskie i małopolskie) mają najwyższy w Polsce wskaźnik gęstości zaludnienia, zatem potencjał zagrożenia powodziowego, tj. liczba ludności i jej mienie oraz potencjał gospodarczy, jest wyższy od przeciętnego w kraju. Straty i szkody powodziowe odnotowywane w dorzeczu górnej Wisły były znaczące. W latach 1953-2006 suma strat powodziowych w rejonie wodnym górnej Wisły stanowiła blisko 50% wszystkich strat powodziowych w Polsce, podczas gdy powierzchnia tego rejonu zajmuje zaledwie 15% powierzchni kraju (Raport NIK 2016).

W artykule zbadano serie dobowych opadów atmosferycznych sezonu letniego z okresu 1951-2018 (tj. 68 lat) dla jedenastu stacji meteorologicznych. Dane uzyskano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego (IMGW-PIB). W tabeli 1 przedstawiono stacje meteorologiczne według ich lokalizacji w obrębie dorzeczy głównych rzek i dopływów. W nawiasach zaznaczono lewe i prawe dopływy Wisły. Następnie przedstawiono współrzędne geograficzne i wysokość n.p.m. oraz średnią sezonową i maksymalną wartość opadów dobowych w półroczu letnim (maj–październik) dla lat 1951-2018. Lokalizację stacji pokazano na rysunku 1.

Tabela 1. Podstawowe charakterystyki jedenastu stacji meteorologicznych analizowanych w artykule wraz ze średnim opadem półrocza letniego (maj–październik) oraz maksymalnym opadem dobowym w okresie 1951-2018.

Table 1. Basic characteristics of 11 meteorological stations analyzed in the article with the average precipitation in the summer half-year (May–October) and the maximum daily precipitation in the period 1951-2018.

Stacja	Dorzecze	Współrzędne geograficzne	Wysokość [m n.p.m.]	Średni opad półrocza letniego [mm]	Maksymalny opad dobowy [mm]
Skoczów	Wisła	18°79' E, 49°80' N	286	601	128,4
Bielsko-Biała	Biała (L)	19°05' E, 49°82' N	396	662	162,7
Katowice	Przemsza (R)	19°06' E, 50°26' N	278	452	74,1
Rycerka Górna	Soła (L)	19°03' E, 49°47' N	570	719	123,4
Węglówka	Raba(L)	20°08' E, 49°78' N	460	648	148,7
Kraków	Wisła	19°96' E, 50°05' N	237	453	99,0
Kasprowy Wierch	Dunajec (L)	19°98' E, 49°23' N	1991	1042	232,0
Szaflary	Dunajec (L)	20°03' E, 49°43' N	655	563	103,4
Białka Tatrzańska	Dunajec (L)	20°11' E, 49°39' N	624	561	112,0
Tarnów	Dunajec (L)	20°99' E, 50°01' N	209	472	110,8
Harkabuz	Czarna Orawa (Dorzecze Morza Czarnego)	19°83' E, 49°54' N	795	587	86,8



Rys. 1. Lokalizacja jedenastu stacji meteorologicznych analizowanych w artykule.

Fig. 1. Location of 11 meteorological stations analyzed in the article.

Polska położona jest na obszarze ścierania się mas powietrza morskiego napływającego z Oceanu Atlantyckiego (z zachodu) oraz mas powietrza kontynentalnego z Azji (ze wschodu). Od północy docierają do Polski wilgotne masy powietrza z Bałtyku, zaś od południa napływa gorące i suche powietrze z południowej części Europy, jednakże jest ono hamowane przez pasma górskie. Generalnie średnia roczna suma opadów wzrasta z północy na południe wraz z ogólnym wzniesieniem terenu. Najniższe sumy opadów rocznych (ok. 500 mm) obserwuje się w centralnej części kraju, najwyższe (ponad 1000 mm) w górach wysokich (w Tatrach) w dorzeczu górnej Wisły. Dorzecze górnej Wisły położone jest na obszarze trzech krain geograficznych, a jest to: pasmo górskie (Karpaty), pasmo dolin Podkarpacia oraz pasmo wyżyn. Rejon ten charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem ukształtowania terenu, zwłaszcza w paśmie gór i dolin w prawobrzeżnej części dorzecza, co sprzyja występowaniu opadów orograficznych i konwekcyjnych.

Metody

Zgodnie z wytycznymi Światowej Organizacji Meteorologicznej WMO za opad mierzalny przyjmuje się dobową sumę opadów wynoszącą co najmniej 0,1 mm (WMO 2018). W celu zbadania częstości wystąpienia dobowych sum opadów o różnej wielkości, dla każdej ze stacji dokonano klasyfikacji opadów według podziału zaproponowanego przez Olechnowicz-Bobrowską (1970). Wyróżniono 6 klas odpowiadających następującym przedziałom dobowych sum opadów wyrażonych w [mm]:

- Klasa 1: (0; 0,1) – brak opadu.
- Klasa 2: <0,1; 1,0> – opad bardzo słaby.

- Klasa 3: (1,0; 5,0> – opad słaby.
- Klasa 4: (5,0;10,0> – opad umiarkowanie silny.
- Klasa 5: (10,0; 20,0> – opad silny.
- Klasa 6: > 20,0 – opad bardzo silny.

W celu analizy okresów bez opadu oraz z opadem bardzo silnym, dla każdej stacji meteorologicznej wyznaczono następujące wskaźniki:

- NP_0 – najdłuższa sekwencja dni bez opadu w sezonie letnim (maj–październik) dla indywidualnego roku 1951-2018.
- $maxNP_0$ – maksymalna najdłuższa sekwencja dni bez opadu w sezonie letnim (maj–październik) z okresu 1951-2018.
- NP_{20} – najdłuższa sekwencja dni z opadem bardzo silnym (tj. większym niż 20 mm) w sezonie letnim (maj–październik) dla indywidualnego roku 1951-2018.
- $maxNP_{20}$ – maksymalna najdłuższa sekwencja dni z opadem bardzo silnym (tj. większym niż 20 mm) w sezonie letnim (maj–październik) z okresu 1951-2018.

Tendencję zmian liczby dni bez opadu oraz liczby dni z opadem bardzo silnym w wieloleciu 1951-2018 zbadano przy użyciu testu Manna-Kendalla do wykrywania trendu w analizowanych seriach (Mann 1945; Kendall 1975). Jest to test nieparametryczny, powszechnie stosowany w analizie danych środowiskowych, klimatologicznych czy hydrologicznych (np. Hirsh i in. 1982; Gilbert 1987; Esterby 1996; Karamuz i in. 2021; Karamuz, Romanowicz 2021). Test opiera się na ocenie korelacji rang dla badanych wartości serii i ich kolejności w czasie. Statystyka testowa obliczana jest z następującego równania:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (1)$$

gdzie n jest liczbą elementów w serii oraz:

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Istotność statystyczna trendu testowana jest przez porównanie standaryzowanej statystyki testowej Z (zadanej równaniem (3)) ze standardowym skumulowanym rozkładem normalnym na wybranym poziomie istotności α .

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

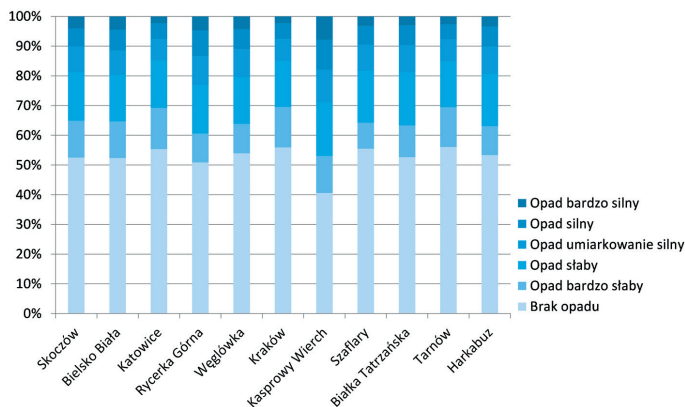
Dodatnie wartości statystyki Z wskazują na trend rosnący, natomiast ujemne wartości Z wskazują na trend malejący. Trend jest statystycznie istotny na poziomie istotności $\alpha = 0,05$, gdy wartość bezwzględna jest większa niż 1,96.

Wyniki i dyskusja

Częstość dobowych sum opadów o różnej wielkości

Średnią częstość wystąpienia dni z określoną intensywnością opadów, w tym częstość wystąpienia dni bez opadów oraz dni z opadem bardzo silnym w badanym wieloleciu, przedstawiono na rysunku 2.

Na powyższym rysunku można zauważyć prawidłowości związane z lokalizacją poszczególnych stacji i ich wysokością n.p.m. Na przykład, położone blisko siebie o podobnej wysokości n.p.m. stacje Skoczów i Bielsko Biala wykazują niemal identyczną częstość dni dla każdej z klas. Podobną zgodność obserwuje się dla trzech stacji: sąsiadujących ze sobą stacji Szaflary i Białka Tatrzańska oraz nieco oddalonej stacji Harkabuz. Dwie pierwsze stacje położone są niemal na tej samej wysokości n.p.m. (różnica wynosi zaledwie 31 m), natomiast stacja Harkabuz jest usytuowana nieco wyżej i znajduje się po przeciwnej stronie pasma górskiego. Kolejną grupą wykazującą dużą zgodność w częstości dobowych sum opadów o dowolnej wielkości są trzy stacje zlokalizowane w północnej części badanego obszaru, czyli Katowice, Kraków, Tarnów. Są to stacje o najniższych wzniesieniach n.p.m. spośród badanych stacji i wykazują największą częstość dni bez opadu oraz najmniejszą częstość dni z opadem bardzo silnym. Odwrotną prawidłowość obserwuje się dla najwyższej wzniesionej n.p.m. stacji Kasprowy Wierch, gdzie liczba dni



Rys. 2. Częstość [%] dni z opadem dla poszczególnych klas dla półrocza letniego (maj–październik) w okresie 1951–2018.

Fig. 2. Frequency [%] of days with precipitation for individual classes for the summer half-year (May–October) in the period 1951–2018.

bez opadu jest najmniejsza, zaś liczba dni z opadem bardzo silnym jest największa spośród stacji analizowanych w artykule.

Częstość dni bez opadu dla badanego okresu 1951-2018 wynosi od 40,6% dla Kasprowego Wierchu do 56% dla Tarnowa, zaś częstość dni z opadem bardzo silnym wynosi od 2,3% dla Krakowa do 7,8% dla Kasprowego Wierchu. Gdy wyłączymy z zestawienia wysokogórską stację Kasprowy Wierch, to najmniejszą częstość dni bez opadu oraz największą częstość dni z opadem bardzo silnym wykazuje Rycerka Górna i wartości te wynoszą odpowiednio 50,9% dla częstości dni bez opadu oraz 4,7% dla częstości dni z opadem bardzo silnym.

Okresy bez opadu

Utrzymujące się długotrwałe okresy bez opadów w połączeniu z wysoką temperaturą i niską wilgotnością powietrza mogą prowadzić do suszy meteorologicznej (atmosferycznej), co negatywnie oddziałuje na wegetację roślin oraz wielkość i jakość plonów. Następstwem suszy meteorologicznej może być susza hydrologiczna, której skutkiem jest niskie zaopatrzenie w wodę widoczne zwłaszcza w ciekach, zbiornikach i stanach wód gruntowych. Susza meteorologiczna może rozpocząć się i zakończyć szybko, podczas gdy susza hydrologiczna rozwija się stopniowo, a odbudowa zasobów wodnych trwa znacznie dłużej.

Dla każdej z jedenastu analizowanych w artykule stacji zbadano zmienność (stacjonarność) liczby dni bez opadu w sezonie letnim (maj–październik) w okresie 1951-2018. Wykres zmienności liczby dni bez opadu pokazano na rysunku 3 (niebieska linia), zaś wyniki testu Manna-Kendalla na wykrycie trendu na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ przedstawiono w tabeli 2.

Jak widać na rysunku 3, a co potwierdzają wyniki testu Manna-Kendalla w tabeli 2, dla większości analizowanych stacji seria liczby dni bez opadu w półroczu letnim jest stacjonarna w badanym okresie 1951-2018. Jedynie cztery stacje: Skoczów, Rycerka Górna, Węglówka oraz Białka Tatrzańska wykazują statystycznie istotny trend malejący. Stacje te zlokalizowane są zarówno w zachodniej, jak i wschodniej części obszaru badawczego i reprezentują dość szeroki zakres wzniesienia nad poziomem morza, zatem wydaje się, że malejący trend w liczbie dni bez opadu związany jest z warunkami lokalnymi.

W celu analizy okresów bez opadu, dla każdego roku 1951-2018 wyznaczono najdłuższą sekwencję dni bez opadu w sezonie letnim NP_0 , co zilustrowano na rysunku 3 (zielona linia), a rozkład NP_0 w poszczególnych miesiącach sezonu letniego pokazano w tabeli 3. Maksymalną najdłuższą sekwencję dni bez opadu $maxNP_0$ z całego okresu 1951-2018 wraz z udziałem procentowym w stosunku do całkowitej liczby dni bez opadu dla danego roku oraz datę wystąpienia zjawiska przedstawiono w tabeli 4.

W tabeli 3 można zauważyć, iż dla dziewięciu spośród jedenastu badanych stacji najwięcej najdłuższych sekwencji dni bez opadu NP_0 występuje w październiku. Dla stacji Szaflary liczba najdłuższych sekwencji dni bez opadu NP_0 jest równa dla września i października (po 22 dni), zaś dla stacji Katowice miesiącem o największej liczbie NP_0 jest wrzesień. Najmniejsza liczba najdłuższych sekwencji dni bez opadu NP_0 występuje

dla większości stacji w czerwcu. Dla trzech stacji: Bielsko-Biała, Harkabuz i Kasprowy, dwa miesiące – maj i czerwiec wykazują taką samą liczbę NP_0 , zaś dla stacji Katowice miesiącem z najmniejszą liczbą najdłuższych sekwencji dni bez opadu NP_0 jest maj. Specyfika Katowic związana jest z lokalizacją stacji meteorologicznej na lotnisku, gdzie notuje się zwiększone prędkości wiatru mogące wpływać na dokładność pomiarów opadów, a także z wysokim zanieczyszczeniem powietrza w Katowicach.

Tabela 2. Wyniki testu Manna-Kendalla ($\alpha = 0,05$) na wykrycie trendu w serii liczby dni bez opadu w półroczu letnim (maj–październik) w okresie 1951-2018.

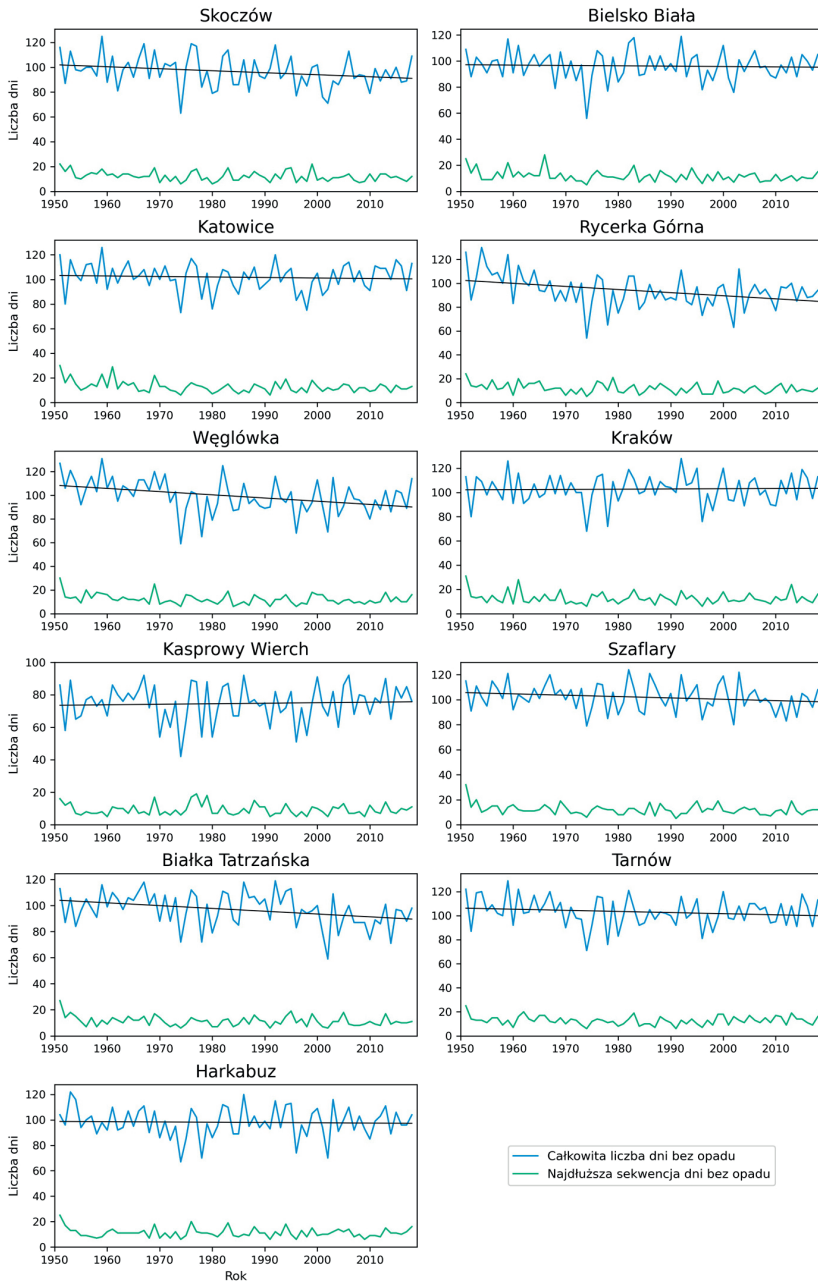
Table 2. Results of the Mann-Kendall test ($\alpha = 0.05$) for the detection of the trend in the series of the number of days without precipitation in the summer half-year (May–October) in the period 1951-2018.

Stacja	Z	Trend
Skoczków	-2,029	malejący
Bielsko Biała	-0,424	brak trendu
Katowice	-0,551	brak trendu
Rycerka Górna	-2,792	malejący
Węglówka	-3,496	malejący
Kraków	0,180	brak trendu
Kasprowy Wierch	0,366	brak trendu
Szaflary	-1,606	brak trendu
Białka Tatrzańska	-2,612	malejący
Tarnów	-1,452	brak trendu
Harkabuz	-0,143	brak trendu

Tabela 3. Liczba najdłuższych sekwencji dni bez opadu NP_0 w poszczególnych miesiącach półroczu letniego (maj–październik) w okresie 1951-2018.

Table 3. The number of the longest sequences of days without precipitation NP_0 in the individual months of the summer half-year (May–October) in the period 1951-2018.

Stacja	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Październik
Skoczków	9	5	9	10	15	20
Bielsko Biała	5	5	12	10	13	23
Katowice	6	7	15	10	16	14
Rycerka Górna	8	2	12	11	12	23
Węglówka	9	4	11	12	9	23
Kraków	10	6	9	15	11	17
Kasprowy Wierch	2	2	12	8	16	28
Szaflary	7	1	9	7	22	22
Białka Tatrzańska	8	4	13	7	16	20
Tarnów	9	2	9	13	17	18
Harkabuz	5	5	13	9	12	24



Rys. 3. Całkowita liczba dni bez opadu oraz najdłuższa sekwencja dni bez opadu w półroczu letnim (maj–październik) dla poszczególnych lat okresu 1951-2018.

Fig. 3. The total number of days without precipitation and the longest sequence of days without precipitation in the summer half-year (May–October) for the individual years of the period 1951-2018.

Tabela 4. Charakterystyka maksymalnych najdłuższych sekwencji dni bez opadu $maxNP_0$ w sezonie letnim (maj–październik) z okresu 1951-2018.

Table 4. Characteristics of the maximum longest sequences of days without precipitation $maxNP_0$ in the summer half-year (May–October) from the period 1951-2018.

Stacja	$maxNP_0$ [dni]	Udział $maxNP_0$ w całkowitej liczbie dni suchych [%]	Data wystąpienia $maxNP_0$	Uwagi dotyczące zakończenia $maxNP_0$
Skoczów	22	19	1951.09.30-10.21	1951.10.22 (d)
	22	22	1999.09.03-09.24	1999.09.25 (d)
Bielsko Biała	28	28	1966.09.14-10.11	1966.10.12 (d)
Katowice	30	25	1951.10.02-10.31	1951.11.01 (d)
Rycerka Górna	24	19	1951.09.29-10.22	1951.10.23 (d)
Węglówka	30	24	1951.10.02-10.31	1951.11.02 (d)
Kraków	31	27	1951.10.01-10.31	1951.11.01 (d)
Kasprowy Wierch	19	22	1977.10.12-10.30	1977.10.31 (d)
Szaflary	32	28	1951.09.30-10.31	1951.11.02 (s)
Białka Tatrzańska	27	24	1951.10.05-10.31	1951.11.01 (d)
Tarnów	25	20	1951.10.07-10.31	1951.11.01 (d)
Harkabuz	25	24	1951.10.07-10.31	1951.11.01 (d)

Oznaczenia: (d) – opad deszczu, (s) – opad śniegu.

Wyniki przedstawione w tabeli 4 oraz na rysunku 3 (zielona linia) wskazują na wyróżniający się rok 1951, kiedy to dla dziewięciu z jedenastu analizowanych stacji odnotowano maksymalną najdłuższą sekwencję dni bez opadu w badanym wieloleciu, która wynosiła od 22 dni dla Skoczowa do 32 dni dla stacji Szaflary. W roku 1951 w całym regionie od końca września przez cały październik panował długi okres bez opadów, jednakże wystąpienie w drugiej połowie października niewielkiego jednodniowego opadu deszczu w Bielsko-Białej oraz opadu śniegu na Kasprowym Wierchu sprawiły, że maksymalna najdłuższa sekwencja dni bez opadu przypada dla tych stacji odpowiednio na rok 1966 oraz 1977. Długie sekwencje $maxNP_0$ wystąpiły w roku 1951 dla Krakowa (31 dni) oraz Katowic i Węglówki (30 dni). Dla stacji Skoczów wartość $maxNP_0$ wynosi 22 dni i występuje dwukrotnie – w roku 1951 oraz w 1999, w obu przypadkach maksymalne najdłuższe sekwencje dni bez opadu odnotowano wczesną jesienią. Podobną prawidłowość co do występowania $maxNP_0$ można zauważyć na pozostałych stacjach, tj. wszystkie $maxNP_0$ badanego wielolecia przypadają na drugą połowę września oraz październik. Tymczasem okresem o stosunkowo krótkich maksymalnych sekwencjach dni bez opadu w regionie jest pierwsza połowa lat 70., przełom lat 80. i 90. oraz lata 2014-2017.

Maksymalne najdłuższe sekwencje $maxNP_0$, zanotowane dla poszczególnych stacji, związane są z suszami lub okresami posuszonymi, które wystąpiły w rejonie górnej Wisły, a zwłaszcza z głęboką suszą, która rozpoczęła się latem 1951 roku i trwała 9 miesięcy, przy czym swoim zasięgiem objęła znaczną część Polski (Kaczorowska 1962; Farat i in. 1995; Łabędzki 2004; Cebulska 2016).

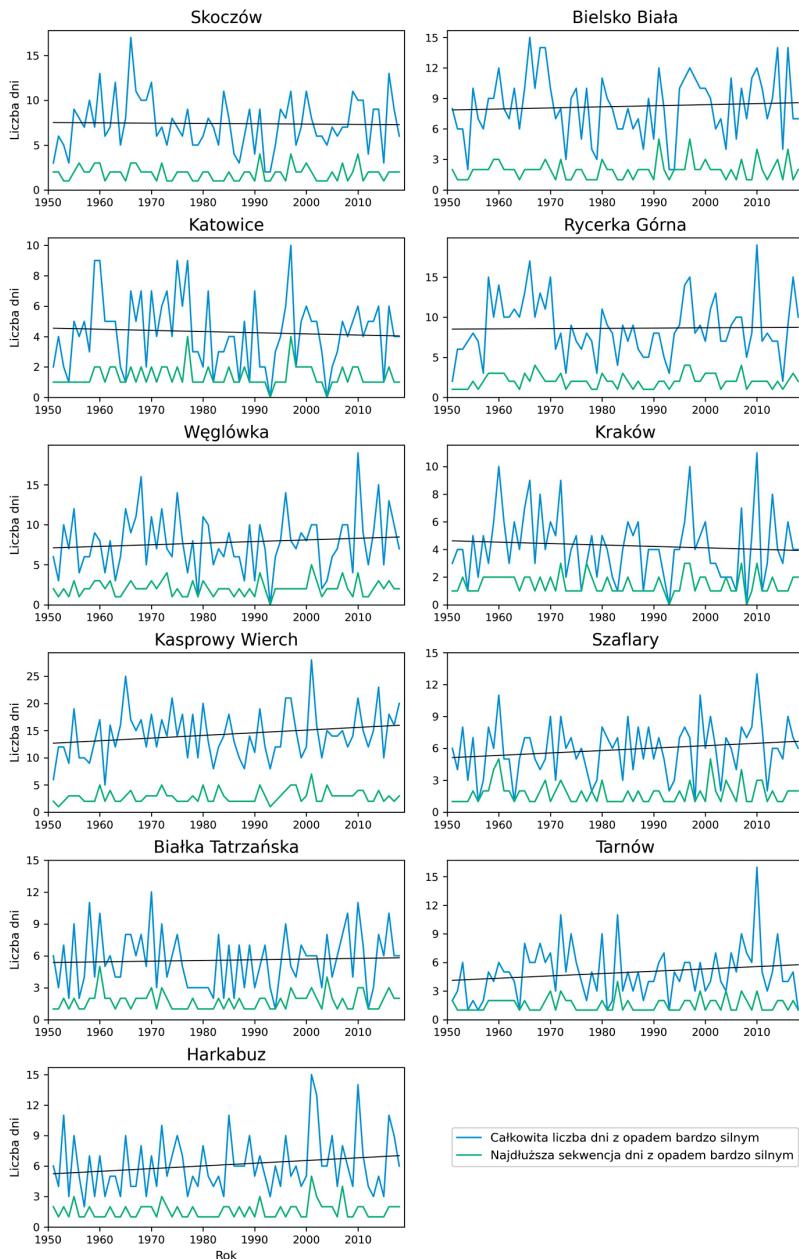
Okresy z opadem bardzo silnym

Bardzo silne opady atmosferyczne w półroczu letnim od maja do października niosą zagrożenie wystąpienia dużego wezbrania lub powodzi. Pojedyncze dni lub nawet godziny z opadem bardzo silnym są szczególnie niebezpieczne w obszarach miejskich, gdzie gęsta zabudowa terenu połączona nierzadko z mało efektywnym systemem kanalizacyjnym, może skutkować powodzią błyskawiczną (ang. *flash flood*). Jest to zjawisko niebezpieczne i destrukcyjne ze względu na dużą siłę strumieni wody, które niszczą infrastrukturę miejską i komunikacyjną. Powódź błyskawiczna jest zbliżona do powodzi górskiej, gdzie także mamy do czynienia z małą przepuszczalnością podłoża. Kolejnym czynnikiem wpływającym na zagrożenia powodziowe są obfite opady deszczu utrzymujące się przez kilka dni, co może prowadzić do przelania wody w korycie rzeczonym oraz do przesiąkania i przerwania wałów przeciwpowodziowych. W Polsce największe powodzie spowodowane były najczęściej ulewnymi deszczami trwającymi od 3 do 5 dni (Lorenc 1998; Niedźwiedz 1999, 2003). Ponadto, obfite opady deszczu nie są korzystne dla szaty roślinnej, w szczególności dla upraw rolniczych. W czasie intensywnych opadów większość deszczu spływa po powierzchni gruntu, a jedynie niewielka część wsiąka w głąb (Olechnowicz-Bobrowska 1970). Silne spływy powierzchniowe zwiększają erozję gleby i oddziałują negatywnie na rośliny.

Dla każdej ze stacji zbadano liczbę dni z opadem bardzo silnym (tj. o dobowej sumie większej niż 20 mm) w półroczu letnim, pod kątem zmienności w okresie 1951-2018. Wyniki zilustrowano na rysunku 4 (niebieska linia) oraz w tabeli 5, gdzie przedstawiono wartości statystyki testowej testu Manna-Kendalla.

Analiza wykazała stabilny przebieg liczby dni z opadem bardzo wysokim w wieloleciu 1951-2018 dla badanych stacji meteorologicznych. We wszystkich przypadkach testy wykazały brak istotności trendu. Uzyskane wyniki są zgodne z badaniami przeprowadzonymi przez autorkę nad stacjonarnością maksymalnych opadów dobowych sezonu letniego (nie opublikowane) oraz z literaturą, gdzie wykazano, że w przeciwieństwie do innych krajów europejskich, w Polsce i na Słowenii nie stwierdza się statystycznie istotnych trendów zarówno w sezonowych, jak i rocznych sumach opadów (Kozuchowski 2004; Niedźwiedz i in. 2015; Spinoni i in. 2016; Szwed 2019; Bogdanowicz i in. 2021).

W kolejnym etapie badań nad okresami z opadem bardzo silnym (dobowa suma większa niż 20 mm) dla każdego roku wyznaczono najdłuższą sekwencję dni z takim opadem w sezonie letnim NP_{20} , a przebieg zmienności dla każdej ze stacji przedstawiono na rysunku 4 (zielona linia). Widać, iż pierwsza połowa lat 50. oraz druga połowa lat 80. to okres, w którym dominowały krótkie sekwencje dni z opadem bardzo silnym, zwykle nie przekraczające 2 dni. Rekordowy pod tym względem był rok 1993, kiedy to dla ośmiu stacji opad bardzo silny występował maksymalnie przez 1 dzień w półroczu, zaś dla pozostałych trzech stacji (Katowice, Kraków, Węglówka) nie występował ani razu. Ponadto brak opadu bardzo silnego zanotowano w roku 2008 w Krakowie. Widać zatem tendencję do braku opadu bardzo silnego dla stacji o niższych wysokościach n.p.m., co jest zgodne z częstością wystąpienia takich dni w wieloleciu 1951-2018 przedstawionej na rysunku 2.



Rys. 4. Całkowita liczba dni z opadem bardzo silnym oraz najdłuższa sekwencja dni z opadem bardzo silnym w półroczu letnim (maj–październik) dla poszczególnych lat okresu 1951-2018.

Fig. 4. The total number of days with very heavy precipitation and the longest sequence of days with very heavy precipitation in the summer half-year (May–October) for the individual years of the period 1951-2018.

Rozkład najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym NP_{20} w poszczególnych miesiącach sezonu letniego pokazano w tabeli 6, zaś w tabeli 7 wskazano maksymalną w badanym wieloleciu najdłuższą sekwencję dni z opadem bardzo silnym $maxNP_{20}$, wraz z datami wystąpienia każdego zjawiska.

Tabela 5. Wyniki testu Manna-Kendalla ($\alpha = 0,05$) na wykrycie trendu w serii liczby dni z opadem bardzo silnym w półroczu letnim (maj–październik) w okresie 1951-2018.

Table 5. Results of the Mann-Kendall test ($\alpha = 0.05$) for the detection of the trend in the series of the number of days with very heavy precipitation in the summer half-year (May–October) in the period 1951-2018.

Stacja	Z	Trend
Skoczów	0.011	brak trendu
Bielsko Biała	0.650	brak trendu
Katowice	-0.177	brak trendu
Rycerka Górna	0.011	brak trendu
Węglówka	0.814	brak trendu
Kraków	-0.884	brak trendu
Kasprowy Wierch	1.767	brak trendu
Szaflary	1.411	brak trendu
Białka Tatrzańska	0.502	brak trendu
Tarnów	1.320	brak trendu
Harkabuz	1.283	brak trendu

Tabela 6. Liczba najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym NP_{20} w poszczególnych miesiącach półroczu letniego (maj–październik) w okresie 1951-2018.

Table 6. The number of the longest sequences of days with very heavy precipitation NP_{20} in the individual months of the summer half-year (May–October) in the period 1951-2018.

Stacja	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Październik
Białka Tatrzańska	20	22	13	9	3	1
Bielsko Biała	21	22	12	7	4	2
Harkabuz	29	16	11	8	4	0
Kasprowy Wierch	16	16	18	10	5	3
Katowice	25	16	15	5	4	1
Kraków	19	23	14	8	2	0
Rycerka Górna	16	12	20	9	8	3
Skoczów	25	22	8	4	6	3
Szaflary	20	24	15	5	2	2
Tarnów	27	13	14	9	4	1
Węglówka	20	14	18	8	5	2

Tabela 7. Charakterystyka maksymalnych najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym $maxNP_{20}$ w sezonie letnim (maj–październik) z okresu 1951-2018.

Table 7. Characteristics of the maximum longest sequences of days with very heavy precipitation $maxNP_{20}$ in the summer half-year (May–October) from the period 1951-2018.

Stacja	$maxNP_{20}$ [dni]	Data wystąpienia $maxNP_{20}$
Białka Tatrzańska	5	1960.07.23-27
Bielsko Biała	5	1991.08.01-05, 1997.07.05-09
Harkabuz	5	2001.07.23-27
Kasprowy Wierch	7	2001.07.21-27
Katowice	4	1977.07.30-08.02, 1997.07.05-08
Kraków	3	1972.08.20-22, 1977.07.30-08.01 1996.08.29-31, 1997.07.05-07 2007.09.05-07, 2010.05.15-17
Rycerka Górna	4	1967.06.08-11, 1996.09.05-08 1997.07.05-08, 2007.09.05-08
Skoczów	4	1991.08.01-04, 1997.07.05-08 2010.05.15-18
Szaflary	5	1960.07.23-27, 2001.07.23-27
Tarnów	4	1983.07.11-14
Węglówka	5	2001.07.22-26

W związku z wystąpieniem lat bez opadów bardzo silnych na stacji Katowice (2 lata), Kraków (2 lata) i Węglówka (1 rok) (rysunek 4 – zielona linia), suma liczb w wierszach odpowiadających tym stacjom nie sumuje się do 68 lat, ale odpowiednio do 66 i 67. Dla pięciu stacji maj jest miesiącem z największą liczbą najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym NP_{20} , zaś dla czterech stacji maj zajmuje drugie miejsce za czerwcem, a w dwóch przypadkach (Kasprowy Wierch i Rycerka Górna) drugie miejsce za lipcem. Na stacji Kasprowy Wierch najwięcej najdłuższych sekwencji NP_{20} występuje w lipcu, zaś maj i czerwiec zajmują *ex aequo* drugie miejsce. W przypadku Rycerki Górnej, największą liczbę sekwencji NP_{20} odnotowano w lipcu, maj jest na drugim miejscu, a czerwiec na trzecim. Generalnie największą liczbę najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym NP_{20} obserwuje się w maju, czerwcu i lipcu, zaś zdecydowanie najmniejsza liczba najdłuższych sekwencji NP_{20} występuje w październiku, włącznie z brakiem takiej sekwencji w całym okresie 1951-2018 dla stacji Kraków i Harkabuz.

Wyniki zaprezentowane w tabeli 7 oraz na rysunku 4 (zielona linia) pokazują, iż maksymalna najdłuższa sekwencja dni z opadem bardzo silnym $maxNP_{20}$ wynosiła od 3 dni dla Krakowa do 7 dni dla Kasprowego Wierchu. Należy jednak zaznaczyć, że zanotowany na stacji Kasprowy Wierch rekord 7 dni jest wyjątkiem, gdyż kolejna najdłuższa sekwencja dni z opadem bardzo silnym dla indywidualnego roku NP_{20} równa 6 dni nie występuje ani razu, zaś „normą” jest NP_{20} równe 5 dni (występuje 8 razy w wieloleciu). Dla pięciu z jedenastu stacji zanotowano $maxNP_{20}$ równy 5 dni, zaś dla czterech stacji są to 4 dni. Jedną z tych stacji są Katowice, gdzie występujące dwukrotnie 4-dniowe

sekwencje $maxNP_{20}$ można uznać za wyjątkowe, gdyż kolejne 3-dniowe sekwencje dni z opadem bardzo silnym dla indywidualnego roku NP_{20} nie pojawiają się ani razu, zaś licznie reprezentowane są dopiero sekwencje 2-dniowe (aż 21 razy). Okresami, które najczęściej pojawiają się w zestawieniu $maxNP_{20}$ są obfite lipcowe opady w roku 1997 (5 stacji) oraz w roku 2001 (4 stacje). W wymienionych latach ulewne opady i burze spowodowały wylanie wody w dorzeczu wielu rzek, a także przesiąkanie i przerwanie wałów przeciwpowodziowych nie tylko w rejonie górnej Wisły. Szczególnie dotkliwa była powódź w 1997 roku, nazywana powodzią tysiąclecia, która nawiedziła południową i zachodnią Polskę, a także Czechy, wschodnie Niemcy, Słowację oraz wschodnią Austrię. W Polsce zginęły wówczas 54 osoby, a straty materialne oszacowano na 2-4 miliardów dolarów (Kundzewicz 2007). Najbardziej dotknięty został teren dorzecza górnej Odry (na czele z miastami Wrocław i Opole), jednakże nie oszczędzony został też obszar dorzecza górnej Wisły z największymi stratami w rejonie podgórskim oraz w Krakowie. Powódź w roku 2001 dotknęła przede wszystkim obszar dorzecza górnej Wisły, w wielu miastach i miasteczkach tego regionu zniszczone zostały mosty, kanalizacja, wodociągi, gazociągi, domy i gospodarstwa domowe. W całej Polsce zginęło wówczas 26 osób, zaś szkody wyceniono na 4 miliardy złotych (Appeal No. 23/2001). Inne powodzie historyczne, które miały miejsce w badanym rejonie górnej Wisły, są także reprezentowane przez $maxNP_{20}$ w tabeli 7, tj. lipiec 1960, początek sierpnia 1977 oraz maj 2010. Szczególnie dotkliwa była ta ostatnia – powódź w 2010 roku, która objęła zasięgiem wiele krajów Europy Środkowej i była jedną z największych powodzi w Polsce w ostatnich latach. Na skutek obfitych deszczów w wielu miejscach (np. w Krakowie) w połowie maja poziom wody przekroczył poziom notowany podczas powodzi tysiąclecia w 1997 roku. Zniszczonych zostało wiele wałów przeciwpowodziowych na rzekach z dorzecza zarówno Wisły, jak i Odry, zaś po przejściu fali powodziowej wystąpiły liczne osuwiska ziemi. W czasie powodzi zginęło w Polsce 19 osób, a straty materialne wyniosły ponad 10 mld złotych (EC 2014).

Podsumowanie i wnioski

W artykule przeprowadzono analizę skrajnych warunków opadowych w dorzeczu górnej Wisły na podstawie dobowych sum opadów atmosferycznych półroczu letniego (maj–październik) pochodzących z jedenastu stacji meteorologicznych dla okresu 1951-2018. Badania obejmowały ocenę częstości wystąpienia dni bez opadów oraz dni z opadem bardzo silnym (powyżej 20 mm na dobę), a także badanie trendu w serii liczby dni bez opadu oraz liczby dni z opadem bardzo silnym. Ponadto analizowano długość oraz czas (miesiąc) wystąpienia najdłuższych okresów bez opadu NP_0 oraz najdłuższych okresów z opadem bardzo silnym NP_{20} w poszczególnych latach. Podobne oceny przeprowadzono dla maksymalnych w wieloleciu 1951-2018 najdłuższych sekwencji dni bez opadu $maxNP_0$ oraz dni z opadem bardzo silnym $maxNP_{20}$. Na podstawie przeprowadzonych badań można wysunąć następujące wnioski:

1. Obserwuje się prawidłowości w częstości występowania dobowych sum opadów o różnej wielkości związanych z lokalizacją poszczególnych stacji i ich wysokością n.p.m. Na przykład, położone blisko siebie o podobnej wysokości n.p.m. stacje Skoczów i Bielsko Biała wykazują niemal identyczną częstość dni dla każdej z klas. Kolejną grupę stanowią stacje Szaflary, Białka Tatrzańska i Harkabuz, a także zlokalizowane na najniższych (spośród rozpatrywanych) wysokościach n.p.m. stacje Katowice, Kraków, Tarnów.
2. Częstość dni bez opadu dla badanego okresu 1951-2018 wynosi od 40,6% dla Kasprowego Wierchu do 50,6% dla Tarnowa, zaś częstość dni z opadem bardzo silnym wynosi od 2,3% dla Krakowa do 7,8% dla Kasprowego Wierchu.
3. Dla siedmiu stacji seria liczby dni bez opadu w półroczu letnim jest stacjonarna w badanym okresie 1951-2018. Jedynie cztery stacje: Skoczów, Rycerka Górna, Węglówka oraz Białka Tatrzańska, wykazują statystycznie istotny trend malejący.
4. Dla badanych stacji najdłuższe sekwencje dni bez opadu NP_0 występują najczęściej we wrześniu i w październiku, zaś najrzadziej w maju i w czerwcu.
5. Maksymalne najdłuższe sekwencje dni z bez opadu $maxNP_0$ wynoszą od 19 dni dla Kasprowego Wierchu do 32 dni dla stacji Szaflary. Długie sekwencje $maxNP_0$ występują także dla Krakowa (31 dni) oraz Katowic i Węglówki (30 dni).
6. Maksymalne najdłuższe sekwencje $maxNP_0$ zanotowane dla poszczególnych stacji związane są z suszami lub okresami posuszonymi, które wystąpiły w rejonie górnej Wisły, a zwłaszcza z 9-miesięczną głęboką suszą w latach 1951-1952, która swoim zasięgiem objęła znaczną część Polski.
7. Dla wszystkich badanych stacji seria liczby dni z opadem bardzo wysokim w półroczu letnim jest stacjonarna w wieloleciu 1951-2018, test nie wykazuje statystycznie istotnych trendów.
8. Największą liczbę najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym NP_{20} dla badanych stacji notuje się w maju, czerwcu i lipcu, zaś najmniejszą liczbę sekwencji NP_{20} notuje się w październiku (lub jej brak dla stacji Kraków i Harkabuz).
9. Maksymalne najdłuższe sekwencje dni z opadem bardzo silnym $maxNP_{20}$ wynoszą od 3 dni dla Krakowa do 7 dni dla Kasprowego Wierchu oraz 4 lub 5 dni dla pozostałych stacji.
10. Maksymalne najdłuższe sekwencje $maxNP_{20}$ zanotowane dla poszczególnych stacji odzwierciedlają powodzie historyczne, które nawiedziły rejon górnej Wisły, a są to w szczególności lata 1997, 2001 oraz 2010.

Przedstawiona w artykule analiza okresów bez opadów oraz okresów z opadem bardzo silnym uzupełnieniem dotychczasową charakterystykę hydrometeorologiczną dorzecza górnej Wisły i może stanowić materiał porównawczy dla przyszłych opracowań dotyczących tego regionu.

Podziękowania

Badania zostały częściowo sfinansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach działalności statutowej nr 3841/E-41/S/2021 oraz przez projekty HUMDROUGHT nr 2018/30/Q/ST10/00654 i COST Action CA17109. Autorka dziękuje dr hab. Ewie Bogdanowicz za wsparcie w pozyskaniu danych oraz dr Emilii Karamuz za wsparcie kartograficzne. Autorka dziękuje również Instytutowi Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowemu Instytutowi Badawczemu (IMGW-PIB) w Warszawie za udostępnienie danych.

L i t e r a t u r a

- Appeal No. 23/2001, Poland: Floods final report, 2003, International Federation of Red Cross And Red Crescent Societies, dostępne online <https://reliefweb.int/report/poland/poland-floods-final-report-appeal-no-232001> (09.11.2021)
- Bogdanowicz E., Karamuz E., Romanowicz R.J., 2021, Temporal changes in flow regime along the River Vistula, *Water*, 13 (20), 2840, DOI: 10.3390/w13202840
- Cebulak E., 1991a, Najwyższe zanotowane maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły i ich geneza, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1213, *Prace Instytutu Geograficznego, Seria A*, V, 167-171
- Cebulak E., 1991b, Wpływ wysokości nad poziomem morza i ekspozycji terenu na maksymalne opady dobowe w Karpatach Zachodnich, *Prace Geograficzne*, 83, 104-117
- Cebulak E., 1992, Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły, *Folia Geographica. Series Geographica-Physica*, 23, 81-95
- Cebulak E., 1998, Kształtowanie się wielkości opadów na obszarze województwa miejskiego krakowskiego, *Folia Geographica, Series geographica-physica*, 3, 411-416
- Cebulska M., 2016, Niedobory opadów atmosferycznych w okresie wegetacyjnym w zlewni Małej Wisły (1984-2013), *Acta Scientiarum Polonorum Formatio Circumiectus*, 15 (2), 13-26
- Cebulska M., 2018, Okresy bez opadów i ze słabymi opadami w polskich Karpatach (1984-2013), *Polish Journal of Agronomy*, 34, 52-61, DOI: 10.26114/pja.iung.355.2018.34.06
- Cebulska M., Twardosz R., 2010, Zmienność czasowa najniższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły (1901-2000), *Przegląd Geofizyczny*, 3-4, 175-188
- Cebulska M., Twardosz R., 2012, Zmienność czasowa najwyższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Polskich Karpatach Zachodnich (1951-2005), *Prace Geograficzne*, 128, 123-134
- Cebulska M., Twardosz R., 2020, Zróżnicowanie skrajnych sum miesięcznych opadów atmosferycznych w polskich Karpatach Zachodnich i ich przedpolu, *Przegląd Geofizyczny*, 1-2, 55-69, DOI: 10.32045/PG-2020-004
- Cyberski J., Grześ M., Gutry-Korycka M., Nachlik E., Kundzewicz Z.W., 2006, History of floods on the River Vistula, *Hydrological Sciences Journal*, 51, 799-817, DOI: 10.1623/hysj.51.5.799
- Dobrowolski A., Czarnecka H., Ostrowski J., Zaniewska M., 2004, Floods in Poland from 1946 to 2001 – origin, territorial extent and frequency, *Polish Geological Institute Special Papers*, 15, 69-76

- Dobrowolski A., Ostrowski J., Żelaziński J., 2003, Rainfall floods in Poland from 1946-2001, [w:] Proceedings of the Scientific Conference "The extreme hydrological and meteorological phenomena", Warszawa, Polska, 8-9 grudnia
- Dynowska I., Maciejewski M. (red.), 1991, Dorzecze górnej Wisły: opracowanie zbiorowe. Część 1, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 341 s.
- EC, 2014, Evaluation of the civil protection mechanism. Case study report - Floods in Poland 2010, European Commission, dostępne online https://ec.europa.eu/echo/files/evaluation/2015/CPM_case_study_poland_en.pdf (09.11.2021)
- Esterby S.R., 1996, Review of methods for the detection and estimation of trends with emphasis on water quality applications, *Hydrological Processes*, 10 (2), 127-149, DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(199602)10:2<127::AID-HYP354>3.0.CO;2-8
- Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kowalczyk P., Mager P., 1995, Susza na obszarze Polski w latach 1951-1990, *Materiały Badawcze. Seria: Gospodarka wodna i ochrona wód*, 16
- Gilbert R.O., 1987, *Statistical methods for environmental pollution monitoring*; John Wiley & Sons, Inc., New York, 208 s.
- MWO, 2018, Guide to climatological practices, WMO-No. 100, Genewa, dostępne online https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5541 (09.11.2021)
- Hall J., Blöschl G., 2018, Spatial patterns and characteristics of flood seasonality in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22 (7), 3883-3901, DOI: 10.5194/hess-22-3883-2018
- Hao Z., Singh V.P., Xia Y., 2018, Seasonal drought prediction: Advances, challenges, and future prospects, *Reviews of Geophysics*, 56 (1), 108-141, DOI: 10.1002/2016RG000549
- Hasson S., Lucarini V., Pascale S., Böhner J., 2014, Seasonality of the hydrological cycle in major South and Southeast Asian river basins as simulated by PCMDI/CMIP3 experiments, *Earth System Dynamics*, 5 (1), 67-87, DOI: 10.5194/esd-5-67-2014
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego*, 115, *Prace Geograficzne*, 11, 267 s.
- Hirsch R.M., Slack J.R., Smith R.A., 1982, Techniques of trend analysis for monthly water quality data, *Water Resources Research*, 18 (1), 107-121, DOI: 10.1029/WR018i001p00107
- Izmailow B., Kaszowski L., Krzemień K., Święchowicz J., 1995, Rzeźba, [w:] *Karpaty Polskie - przyroda, człowiek i jego działalność*, J. Warszczyńska (red.), Uniwersytet Jagielloński, Kraków
- Kaczorowska Z., 1962, Najsuchsze i najwilgotniejsze pory roku w Polsce w okresie 1900-1959, *Przeгляд Geofizyczny*, 3, 175-183
- Karamuz E., Bogdanowicz E., Senbeta T.B., Napiórkowski J.J., Romanowicz R.J., 2021, Is it a drought or only a fluctuation in precipitation patterns? - Drought reconnaissance in Poland, *Water*, 13 (6), 807, DOI: 10.3390/w13060807
- Karamuz E., Romanowicz R.J., 2021, Temperature changes and their impact on drought conditions in winter and spring in the Vistula Basin, *Water*, 13 (14), 1973, DOI: 10.3390/w13141973
- Kendall M.G., 1975, *Rank correlation methods*; Charles Griffin, London, 202 s.
- Kochanek K., Strupczewski W.G., Bogdanowicz E., 2012, On seasonal approach to flood frequency modelling. Part II: Flood frequency analysis of Polish rivers, *Hydrological Processes*, 26 (5), 717-730, DOI: 10.1002/hyp.8178

- Kostrakiewicz L., 1967, Nomogram do obliczania średnich rocznych sum opadowych w Karpatach Polskich poniżej poziomu inwersji, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 2 (15), 129-146
- Kostrakiewicz L., 1977, Opady atmosferyczne w terenach nawietrznych i zawietrznych polskich Karpat, *Czasopismo Geograficzne*, 48 (2), 131-141
- Kowanetz L., 1981, Charakterystyka posuch atmosferycznych w polskich Karpatach, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 22, 135-153
- Kożuchowski K. (red.), 2004, Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w XX i XXI wieku, [w:] *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, K. Kożuchowski (red.), Wydawnictwo Biblioteka, Łódź, 47-58
- Kundzewicz Z.W., 2007, Summer 1997 flood in Poland in perspective. [w:] *Extreme hydrological events: New concepts for security*, O.F. Vasiliev, P.H.A.J.M. van Gelder, E.J. Plate, M.V. Bolgov (ed.), Springer, 97-110
- Lorenc H., 1998, The meteorological causes magnitude and effect of disastrous rainfalls in Poland in July 1997, [w:] *Proceedings of the 2nd European Conference on Applied Climatology, ECAC'98*, Wiedeń, Austria, 19-23 października
- Łabędzki L., 2004, Problematyka susz w Polsce, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 4, 47-66
- Mann H.B., 1945, Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13 (3), 245-259, DOI: 0012-9682(194507)13:3<245:NTAT>2.0.CO;2-U
- Marengo J., 2015, Review extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts, *International Journal of Climatology*, 36, DOI: 10.1002/joc.4420
- Markiewicz I., Bogdanowicz E., Kochanek K., 2020, On the uncertainty and changeability of the estimates of seasonal maximum flows, *Water*, 12 (3), 704, DOI: 10.3390/w12030704
- Młyński D., Cebulska M., Wałęga A., 2018, Trends, variability, and seasonality of maximum annual daily precipitation in the Upper Vistula Basin, Poland, *Atmosphere* 9 (8), 313, DOI: 10.3390/atmos9080313
- Niedźwiedz T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 58, 165 s.
- Niedźwiedz T., 2003, Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountain, *Geographia Polonica*, 76 (2), 13-21
- Niedźwiedz T., Łupikasza E., Pińskwar I., Kundzewicz Z.W., Stoffel M., Małarzewski Ł., 2015, Variability of high rainfalls and related synoptic situations causing heavy floods at the northern foothills of the Tatra Mountains, *Theoretical and Applied Climatology*, 119 (1-2), 273-284, DOI: 10.1007/s00704-014-1108-0
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1991, *Klimat*. [w:] *Dorzecze górnej Wisły*, I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Kraków, 68-84
- Niedźwiedz T., 1999, Rainfall characteristics in southern Poland during the severe flooding event of July 1997, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 33, 5-25
- Obrębska-Starkłowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L., 1995, *Klimat*, [w:] *Karpaty polskie, przyroda, człowiek i jego działalność*, J. Warszyńska (red.), Wydawnictwo Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 31-47
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1970, Częstość dni z opadem w Polsce, *Prace Geograficzne*, 86, 78 s.

- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., Ozga-Zieliński B., 1999, Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia przy projektowaniu obiektów budownictwa hydrotechnicznego. Dłgie ciągi pomiarowe przepływów, Materiały Badawcze. Seria: Hydrologia i Oceanologia, IMGW, Warszawa, 27 s.
- Parajka J., Kohnová S., Merz R., Szolgay J., Hlavčová K., Blöschl G., 2009, Comparative analysis of the seasonality of hydrological characteristics in Slovakia and Austria. *Hydrological Sciences Journal*, 54 (3), 456-470, DOI: 10.1623/hysj.54.3.456
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A., 2007, Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, *Hydrological Earth and System Sciences*, 11 (5), 1633-1644, DOI: 10.5194/hess-11-1633-2007
- Perez E.C., Stephens E., Bischiniotis K., Aalst M., Hurk B., Mason S., Nissan H., Pappenberger F., 2015, Should seasonal rainfall forecasts be used for flood preparedness?, *Hydrological Earth and System Sciences*, 21 (9), 4517-4524, DOI: 10.5194/hess-21-4517-2017
- Petrow T., Merz, B., 2009, Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951-2002, *Journal of Hydrology*, 371 (1), 129-141, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.024
- Pidwirny M., 2006, Climate classification and climatic regions of the world, [w:] *Fundamentals of Physical Geography*, dostępne online <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7v.html> (09.11.2021)
- Raport NIK, 2016, Realizacja programu ochrony przed powodzią w dorzeczu Górnej Wisły i działania podjęte w następstwie jego uchylecia, LKR.410.032.00.2015, nr ewid. 150/2016/P/15/081/LKR, Warszawa
- Rojecki A. (red.), 1965, Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI, Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, Warszawa
- Spinoni J., Naumann G., Vogt J., Barbosa P., 2016, Meteorological droughts in Europe: events and impacts – past trends and future projections, JRC Technical Reports, dostępne online <https://publications.jrc.ec.europa.eu/repository/handle/JRC100394> (09.11.2021)
- Stramska M., Kowalewska-Kalkowska H., Swirgon M., 2013, Seasonal variability in the Baltic Sea level, *Oceanologia*, 55 (4), 787-807, DOI: 10.5697/oc.55-4.787
- Strupczewski W.G., Kochanek K., Bogdanowicz E., Markiewicz I., 2012, On seasonal approach to flood frequency modelling. Part I: Two-component distribution revisited, *Hydrological Processes*, 26 (5), 705-716, DOI: 10.1002/hyp.8179
- Szwed M., 2019, Variability of precipitation in Poland under climate change, *Theoretical and Applied Climatology*, 135, 1003-1015, DOI: 10.1007/s00704-018-2408-6
- Twardosz R., 2000, Wieloletnia zmienność sum dobowych opadów w Krakowie w powiązaniu z sytuacjami synoptycznymi, *Prace Geograficzne*, 105, 19-71
- Twardosz R., 2005, Dobowy przebieg opadów atmosferycznych w ujęciu synoptycznym i probabilistycznym na przykładzie Krakowa (1886-2002), *Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ*, Kraków, 176 s.
- Twardosz R., Cebulska M., 2014, Anomalnie wysokie miesięczne opady atmosferyczne w polskich Karpatach i na ich przedpolu (1881-2010), *Prace Geograficzne*, 138, 7-28

- Twardosz R., Cebulska M., Walanus A., 2016, Anomalously heavy monthly and seasonal precipitation in the Polish Carpathian Mountains and their foreland during the years 1881-2010, *Theoretical and Applied Climatology*, 126, 323-337, DOI: 10.1007/s00704-015-1570-3
- Warszyńska J. (red.), 1996, *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek, działalność*, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 367 s.
- Wilson D., Hisdal H., Lawrence D., 2010, Has streamflow changed in the Nordic countries? Recent trends and comparisons to hydrological projection, *Journal of Hydrology*, 394 (3-4), 334-346, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.09.010
- Ziarnicka-Wojtaszek A., 2012, Porównanie wybranych wskaźników oceny suszy atmosferycznej na obszarze województwa podkarpackiego (1901-2000), *Woda, Środowisko, Obszary Wiejskie*, 12, 365-376

S t r e s z c z e n i e

Obszar dorzecza górnej Wisły charakteryzuje się dużym potencjałem powodziowym w okresie letnim z wezbrzeniami wywołanymi intensywnymi, długotrwałymi opadami. W pracy zbadano skrajne warunki opadowe w dorzeczu na podstawie dobowych sum opadów sezonu letniego (maj-październik) z okresu 1951-2018 dla jedenastu stacji meteorologicznych. W pierwszym etapie badania obejmowały ocenę częstości wystąpienia dni bez opadów oraz dni z opadem bardzo silnym (powyżej 20 mm na dobę) i wykazały, że istnieją duże podobieństwa w częstości wystąpienia dobowych sum opadów o różnej wielkości dla stacji o zbliżonej lokalizacji i wysokości n.p.m. Przeprowadzona za pomocą testu Manna-Kandalla analiza zmienności (stacjonarności) serii liczby dni bez opadu oraz liczby dni z opadem bardzo silnym pokazała, że dla siedmiu stacji serie liczby dni bez opadu są stacjonarne w badanym okresie 1951-2018, a jedynie cztery stacje (Skoczów, Rycerka Górna, Węglówka oraz Białka Tatrzańska) wykazują statystycznie istotne trendy malejące. Natomiast w przypadku serii liczby dni z opadem bardzo wysokim dla żadnej ze stacji testy nie wykazały statystycznie istotnych trendów. W kolejnym kroku zbadano długość najdłuższych sekwencji dni bez opadu oraz najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym w poszczególnych latach, a także czas ich wystąpienia w poszczególnych miesiącach sezonu letniego. Wyniki dowodzą, że najdłuższe sekwencje dni bez opadu występują najczęściej we wrześniu i w październiku, zaś najrzadziej w maju i w czerwcu, natomiast dla najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym obserwuje się odwrotną zależność, tj. najczęściej występują one w maju, czerwcu i lipcu, a najrzadziej we wrześniu i październiku. Badania dopełniła analiza długości i czasu wystąpienia maksymalnych w wieloleciu 1951-2018 najdłuższych sekwencji dni bez opadu oraz najdłuższych sekwencji dni z opadem bardzo silnym w odniesieniu do susz i powodzi, które wystąpiły w dorzeczu górnej Wisły w rozpatrywanym okresie. Okazuje się, że maksymalne najdłuższe sekwencje dni z bez opadu zanotowane dla poszczególnych stacji wynoszą od 19 dni dla Kasprowego Wierchu do 32 dni dla stacji Szaflary i w zdecydowanej większości związane są z głęboką suszą, która objęła rozległą część Polski w latach 1951-1952. Maksymalne najdłuższe sekwencje dni z opadem bardzo silnym wynoszą natomiast od 3 dni dla Krakowa do 7 dni dla Kasprowego Wierchu i odzwierciedlają powodzie, które nawiedziły rejon górnej Wisły, a w szczególności te z roku 1997, 2001 oraz 2010.

Słowa kluczowe: opady sezonowe, dobowe opady, okres bez opadu, okres z opadem bardzo silnym, sekwencje dni z opadem, górna Wisła.

S u m m a r y

The Upper Vistula basin is characterized by high flooding potential in the summer season, with high floods caused by intense, long-lasting rainfalls. The studies examined the extreme rainfall conditions in the basin on the basis of daily sums of precipitation in the summer season (May–October) in the period 1951–2018 for 11 meteorological stations located in the region. In the first stage, the research included the assessment of the frequency of days without precipitation and days with very heavy precipitation (over 20 mm per day) and showed high similarities in the frequency of occurrence of daily precipitation totals of various amounts for the stations with a similar location and altitude. The analysis of the variability (stationarity) of the series of the number of days without precipitation and the number of days with very heavy precipitation, carried out using the Mann-Kandall test for detecting the trend, showed that for 7 stations the series of the number of days without precipitation are stationary in the period 1951–2018, and only 4 stations (Skoczów, Rycerka Górna, Węglówka and Białka Tatrzańska) show the statistically significant decreasing trends. Meanwhile, in the case of the series of the number of days with very heavy precipitation, the tests did not show statistically significant trends for any of the stations. In the next step, the length of the longest sequences of days without precipitation and the longest sequences of days with very heavy precipitation in particular years were examined, as well as the time of their occurrence in particular months of the summer season. The results show that the longest sequences of days without precipitation occur most often in September and October, and the least frequent in May and June, while for the longest sequences of days with very heavy precipitation, the opposite relationship is observed, i.e. they most often occur in May, June and July, and least often in September and October. The study was completed by the analysis of the length and time of occurrence of the maxima from the period 1951–2018 of the longest sequences of days without precipitation and of the longest sequences of days with very heavy precipitation in relation to droughts and floods that occurred in the Upper Vistula basin in the studied period. It turns out that the maximum longest sequences of days with no precipitation recorded for individual stations vary from 19 days for Kasprowy Wierch to 32 days for Szaflary stations and are mostly related to the deep drought that occurred in a large part of Poland in 1951–1952. The maximum longest sequences of days with very heavy precipitation vary from 3 days for Kraków to 7 days for the Kasprowy Wierch station and are related to the floods that occurred in the Upper Vistula region, in particular large floods in 1997, 2001 and 2010.

Key words: seasonal precipitation, daily precipitation, period without precipitation, period with very heavy precipitation, sequence of days with precipitation, Upper Vistula.

Krzysztof M. MARKOWICZ

UNIwersytet Warszawski, Wydział Fizyki

Przemysław MAKUCH

Instytut Oceanologii Polskiej Akademii Nauk

Jacek MARKOWICZ

Stacja Badawcza Transferu Radiacyjnego SolarAOT

**WŁASNOŚCI OPTYCZNE I RADIACYJNE AEROSZU NAD
POŁUDNIOWO-WSCHODNIĄ POLSKĄ EMITOWANEGO PODCZAS
POŻARÓW BIOMASY W KALIFORNII WE WRZEŚNIU 2020 ROKU**

**N OPTICAL AND RADIATIVE PROPERTIES OF AN AEROSOL
OVER SOUTH-EASTERN POLAND EMITTED DURING
BIOMASS BURNING IN CALIFORNIA IN SEPTEMBER 2020**

Wstęp

Pożary biomasy (lasów, trawy, torfowisk) występują na Ziemi w okresach deficytu opadów atmosferycznych. W Europie Środkowej pożary występują głównie wiosną (przeważnie jest to wypalanie trawy) oraz pod koniec lata (pożary lasów, torfowisk, wypalanie późniwne) (Markowicz i in. 2016). Emitowane w tym czasie zanieczyszczenia powietrza w postaci gazów i aeroszli transportowane są w dolnej atmosferze. We wrześniu 2020 roku zarejestrowano nad Polską transport zanieczyszczeń emitowanych podczas pożarów w Ameryce Północnej. Obserwowano cząstki w środkowych i górnych warstwach troposfery, które były przenoszone przez prądy strumieniowe. W pracy przedstawiono wyniki obserwacji własności optycznych transportowanych cząstek w połączeniu z rezultatami symulacji numerycznych transportu zanieczyszczeń. Oszacowano również jaki wpływ na natężenie promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi ma obecność tego typu cząstek w ziemskiej atmosferze.

Przegląd literatury

Zmiany klimatu na Ziemi, a w szczególności wzrost temperatury obserwowany w ostatnich dekadach (IPCC 2018), nie jest bez znaczenia dla warunków sprzyjających wybuchom pożarów (Abatzoglou i in. 2019; Williams i in. 2019). Ostatnie badania wskazują, że o ile obszar spalony przez pożary zmniejszył się na całym świecie w ciągu ostatnich dziesięcioleci, to pożary występują obecnie częściej w ekosystemach, które historycznie rzadko doświadczały pożarów (Andela i in. 2017). Zmiany w strukturze (wzorcach) pożarów i rosnącej podatności na pożary przypisuje się dwóm głównym i wzajemnie oddziałującym czynnikom. Są to zmiany klimatu oraz zmiany użytkowania gruntów (Doerr i in. 2016; Andela i in. 2017). Czynniki te w niektórych regionach świata mogą stanowić dobre warunki do szybkiego rozprzestrzenia się intensywnych pożarów trudnych do opanowania. W ostatnich latach takie pożary stają się coraz bardziej powszechne w Kalifornii, Kanadzie, w krajach basenu Morza Śródziemnego, Syberii czy Australii.

Emisje związane z pożarami wpływają na warunki meteorologiczne i klimatyczne. Emitowane do atmosfery gazy oraz cząstki mają wpływ bezpośrednio i pośrednio (poprzez chmury) na transfer promieniowania w atmosferze. Ponadto, obszary po pożarach charakteryzują się mniejszym albedo, co wpływa na bilans energii, ale również na procesy ewapotranspiracji.

Badania prowadzone w rejonach objętych pożarami wskazują na znaczny spadek transmisji atmosferycznej związanej z wysokimi wartościami aerozolowej grubości optycznej (Tang i in. 2020). Średnia grubość optyczna cząstek związanych z pożarami na świecie wg modelu NAAPS (Aerosol Analysis and Prediction System) wynosi 0,018 (dla długości fali 550 nm), co stanowi niecałe 16% wkładu do całkowitej aerozolowej grubości optycznej (Lynch i in. 2016). Wpływ aerozolu pochodzący ze spalania biomasy na klimat jest ochładzający (wymuszenie radiacyjne wynosi $-0,7 \text{ W/m}^2$) i jest głównie związany z efektem pośrednim (Jiang i in. 2020). Natomiast efekt bezpośredni jest niemal neutralny (wymuszenia radiacyjne górnej granicy atmosfery na poziomie $-0,2 \text{ W/m}^2$). Jest to związane z kompensacją efektów rozpraszania i absorpcji światła na tego typu cząstkach. W skrajnych przypadkach, aerozole takie jak siarczany, które nie absorbują promieniowania, silnie chłodzą klimat, natomiast cząstki sadzy ogrzewają go (Takemura i in. 2002). Aerozol pochodzenia ze spalania biomasy charakteryzuje się dużą zmiennością współczynnika absorpcji (Eck i in. 2003; Vadrevu i in. 2015; Shi i in. 2019). Albedo pojedynczego rozpraszania, będące ilorzem współczynnika rozpraszania do współczynnika ekstynkcji, zależy od rodzaju spalania i typu biomasy (Liu i in. 2014). W przypadku spalania płomienistego emitowane jest więcej sadzy, co skutkuje wyższą absorpcją i niższym albedo pojedynczego rozpraszania. Natomiast gdy pożar tli się to wówczas dominuje emisja węgla organicznego, który charakteryzuje się mniejszą absorpcją i wyższym albedo pojedynczego rozpraszania. W Polsce obserwacje dymu z pożarów pokazują, że aerozole tego typu charakteryzują się umiarkowaną absorpcją (Markowicz i in. 2020, 2021) co jest prawdopodobnie konsekwencją procesów transformacji i reakcji chemicznych (Shi i in. 2019).

Badania nad wpływem pożarów na system klimatyczny są możliwe m.in. dzięki monitoringowi, który bazuje na pomiarach satelitarnych. Do detekcji obszarów objętych ogniem stosuje się kanały spektralne w bliskiej i dalekiej podczerwieni (Pereira i in. 2011). Szczególnie, dla długości fali około 4 μm pożary są dobrze widoczne na danych satelitarnych (również te podskalowe) ze względu na fakt, że natężenie promieniowania emitowanego przez powierzchnię ziemi oraz Słońce jest niewielkie. Temperatura radiacyjna w tym zakresie jest używana do parametryzacji emisji zanieczyszczeń związanych z pożarami. Pozwala to symulować rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń i przewidywać koncentrację niektórych składników gazowych i aerozolowych (Pereira i in. 2011).

Metodologia badawcza

Lokalizacja badań

Badania zostały przeprowadzone na podstawie wyników obserwacji teledetekcyjnych zarejestrowanych w stacji transferu radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu (49,8786°N, 21,8613°E) oraz w oparciu o wyniki symulacji modelami transportu zanieczyszczeń. Stacja badawcza położona jest na wysokości 444 m n.p.m. (około 200 m ponad doliną rzeki Wisłok) na Pogórzu Dynowskim w terenie oddalonym od antropogenicznych źródeł emisji zanieczyszczeń. SolarAOT wchodzi w skład krajowej sieci Poland-AOD (Markowicz i in. 2021) oraz międzynarodowej sieci fotometrycznej AERONET (Holben i in. 1998). Stacja wyposażona jest w instrumenty do pomiaru podstawowych parametrów meteorologicznych, strumieni radiacyjnych, przyrządów do pomiarów własności optycznych aerozoli metodami in-situ (aethalometr AE-31, nefelometr Aurora 4000) oraz metodami zdalnymi (fotometr słoneczny CIMEL, ceilometr CHM15k). Dodatkowo, ze względu na realizowane badania terenowe, w stacji znajdował się samochód badawczy "Kamper" wyposażony w aparaturę do pomiarów własności optycznych aerozoli atmosferycznych należąca do Instytutu Geofizyki F UW oraz lidar aerozolowy LB-10-V-D200 firmy Raymetrics, należąca do Instytutu Oceanologii Polskiej Akademii Nauk.

Aparatura pomiarowa

W ramach badań wykorzystano dane z lidaru, fotometru słonecznego CIMEL oraz radiometru CMP21. Pierwszy z nich służył do pozyskania profilu pionowego, zaś drugi do wyznaczenia tzw. własności kolumnowych aerozolu atmosferycznego. Lidar typu LB pracuje na jednej długości fali (532 nm). System bazuje na laserze na ciele stałym ND:YAG o energii w impulsie 70 mJ i długości impulsu 6-8 ns. Częstotliwość pracy lasera wynosi 20 Hz. System emisji wyposażony jest w achromatyczny poszerzacz wiązki X3 o rozbieżności mniejszej niż 0,3 mrad. Detekcja oparta jest na 200 mm teleskopie typu Cassegrainian o polu widzenia w zakresie 0,5-2 mrad. W systemie zastosowano filtr interferencyjny

o szerokości połówkowej 0,5 nm. System akwizycji zawiera moduł analogowy oraz cyfrowy (licznik fotonów). Lidar posiada rozdzielczość pionową 7,5 m i został skonfigurowany do rozdzielczości czasowej 90 s.

Fotometr słoneczny CIMEL CE318 w wersji polaryzacyjnej wyposażony jest w 9 kanałów spektralnych (340, 380, 440, 500, 675, 870, 936, 1020 i 1640 nm) służących do pomiaru widmowego rozkładu natężenia promieniowania słonecznego (bezpośredniego i rozproszonego). System mechaniczny kieruje fotometr w stronę tarczy słonecznej oraz pozwala wykonywać skany nieboskłonu. Standardowo jest to skan w płaszczyźnie horyzontalnej (dla kąta elewacyjnego Słońca) oraz w płaszczyźnie pionowej zdefiniowanej przez kąt azymutalny Słońca. Dodatkowo, przyrząd wyposażony jest w filtry polaryzacyjne pozwalające na wykonanie pomiarów polaryzacji liniowej w kanale 870 nm. Radiometr CMP21 służy do pomiaru całkowitego strumienia promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi w zakresie od 0,28 do 2,8 μm .

Przetwarzanie danych

Pomiary z wykorzystaniem lidaru i fotometru słonecznego prowadzone były jedynie podczas sprzyjających warunków (brak opadów i niskich chmur). Dane z lidaru aerzolowego były wstępnie przetwarzane w sposób automatyczny. Kolejne etapy tego procesu to: korekcja czasu martwego (ang. *dead time correction*), korekcja tła oraz korekcja na odległość (ang. *range correction*) (Stelmaszczyk i in. 2005). Natomiast efekt kompresji geometrycznej (ang. *overlap*) nie był korygowany. Problem ten związany jest z faktem, że cała wiązka lasera znajduje się w polu widzenia detektora dopiero na pewnej wysokości (w przypadku tego lidaru jest to około 400 m). Ze względu na fakt, że obserwacje prowadzone były w środkowej i górnej troposferze efekt kompresji nie wpływał na wyniki rozpraszania światła na cząstkach pochodzących ze spalania biomasy. Po wykonaniu ww. korekcji na podstawie sygnału lidarowego wyznaczony był współczynnik rozpraszania wstecznego (Klett 1981, 1985). W tym celu zakładano, że poziom referencyjny (atmosfera Rayleigha) znajduje się na wysokości 18 km. Następnie wstecznym algorytmem Kletta szacowano współczynnik rozpraszania wstecznego na kolejnych (niższych) warstwach atmosfery. Ponadto przy założeniu ilorazu lidarowego szacowany był profil współczynnika ekstynkcji. Do wyznaczania profili pionowych sygnał lidarowy był uśredniony w interwale 30 minut. Założono iloraz lidarowy na poziomie 71 ± 14 sr, odpowiadający cząstkom emitowanym podczas spalania biomasy (Janicka, Stachlewska 2019). Badania opublikowane przez różnych autorów (np. Amiridis i in. 2008; Nicolae i in. 2013) pokazują, że zakres zmian ilorazu lidarowego dla tego typu aerzolu jest dość duży i wynika z różnych form aerzolu (rodzaj spalanej biomasy, czas trwania cząstek, stopień utlenienia itd.). Dlatego, precyzyjne wyznaczenie współczynnika ekstynkcji wymaga użycia lidaru Ramanowskiego.

W przypadku danych z fotometru CIMEL wykorzystano dane przetworzone w ramach sieci AERONET w ver. 3 z poziomu 1,5. W przypadku bezpośredniego strumienia promie-

niowania słonecznego była to aerozolowa grubość optyczna z podziałem na część drobną i grubą (O'Neill i in. 2003), natomiast z pomiarów promieniowania rozproszonego były to inne wielkości optyczne i mikrofizyczne, takie jak albedo pojedynczego rozpraszania, czy też rozkład wielkości cząstek. Pomiar natężenia promieniowania słonecznego analizowane były jedynie podczas 14, 21 i 22 września, gdy panowały bezchmurne warunki. Były one wykorzystane do oszacowania bezpośredniego wymuszania radiacyjnego (WR):

$$WR = (F\downarrow - F\uparrow)_{AOD<0} - (F\downarrow - F\uparrow)_{AOD=0} \quad (1)$$

gdzie pierwszy człon opisuje strumień netto (promieniowania odgórne minus promieniowanie oddolne) dla atmosfery rzeczywistej (z aerozolem), natomiast drugi człon strumień netto dla atmosfery pozbawionej aerozolu. Wymuszanie radiacyjne na powierzchni ziemi wyznaczone było w oparciu o metodę hybrydową oraz metodę modelową (Markowicz i in. 2020).

W pierwszym przypadku strumienie radiacyjne dla atmosfery pozbawionej aerozolu liczone były modelem, natomiast z pomiarów radiacji wyznaczono średnie dobowe strumienie promieniowania. Z kolei w przypadku drugiej metody strumienie radiacyjne w atmosferze z i bez aerozolu wyznaczone były przy użyciu modelu transferu radiacji.

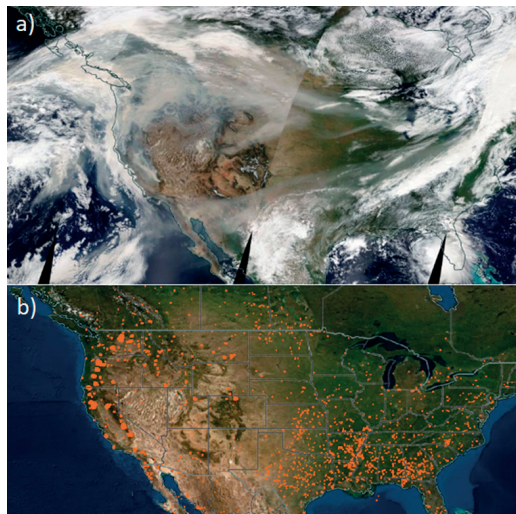
Modele

Do interpretacji danych wykorzystano model HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) (Stein i in. 2015), który posłużył do wyznaczenia trajektorii wstecznych mas powietrza, które napłynęło nad rejon stacji. Model wykorzystywał pole meteorologiczne z systemu GDAS (Global Data Assimilation System). Ponadto wykorzystano dane z re-analazy MERRA-2 (NASA'a Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications; Gelaro i in. 2017; Randles i in. 2017). Główną zaletą MERRA-2 jest asymilacja danych atmosferycznych w oparciu o Goddard Earth Observing System. Asymilowana jest radiancja mierzona satelitarnie. Moduł aerozolowy bazuje na modelu GOCART (The Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport model). W modelu symulowane są następujące typy aerozolu: pył mineralny, sól morską, siarczany oraz hydrofilowe i hydrofobowe składowe węgla organicznego (OC) i węgla elementarnego (BC). Dane dostępne są na 72 poziomach przy rozdzielczości horyzontalnej $0,5^\circ$ na $0,625^\circ$. Do symulacji strumieni radiacyjnych wykorzystano dwustrumieniowy model Fu-Liu (Fu, Liou 1992). Model uruchamiany był z rozdzielczością czasową 15 minut w dwóch przypadkach: atmosfery pozbawionej aerozolu oraz z aerozolem. Jako dane wejściowe do modelu wykorzystano pomiary optycznej aerozolu pochodzące z przyrządu CIMEL i dostępne w ramach sieci AERONET. Były to spektralna grubość optyczna, albedo pojedynczego rozpraszania oraz parametr asymetrii oraz całkowita zawartość pary wodnej w pionowej kolumnie atmosfery.

Wyniki badań

Analiza obszaru źródłowego

Dym emitowany podczas pożarów na obszarze Ameryki Północnej oraz lokalizacje źródeł ognia zostały przedstawione na rysunku 1. Dane te pochodzą z produktu satelitarnego NASA FIRMS (The Fire Information for Resource Management System) z okresu od 1 do 20 września 2020 r. Z przedstawionych informacji wynika, że pożary głównie występowały na zachodnim wybrzeżu USA (w Kalifornii, Oregonie i stanie Waszyngton). Ponadto liczne, ale mniej intensywne pożary, występowały na południowo-wschodnim obszarze USA. Pożary obserwowane w Kalifornii w pierwszej połowie września 2020 r. uznane zostały za bardzo intensywne i dobrze widoczne na danych satelitarnych. W szczególności 6 września zaobserwowano chmurę pyrocumulonimbus w południowej Kalifornii (Fierli, Smiljanic 2020), co nie jest zbyt częstym zjawiskiem w niskich szerokościach geograficznych. Na zdjęciu satelitarnym z detektora MODIS w kompozycji RGB, wykonanym 13 września, widoczne są gęste chmury dymu rozciągające się od południowej Kalifornii w kierunku północno-wschodnim do wybrzeża wschodniego USA oraz w rejonie stanu Waszyngton i Kolumbia Brytyjska w Kanadzie w kierunku wschodnim. Znaczna część USA w tym dniu była przykryta warstwą dymu o grubości optycznej przekraczającej 1 (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>).



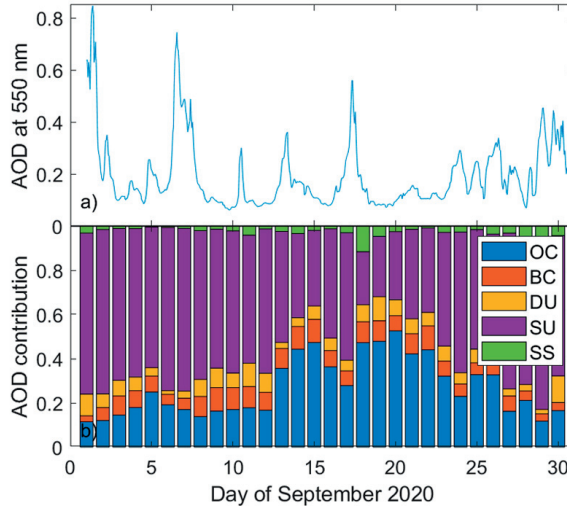
Rys. 1. (a) Dym z pożarów w Ameryce Północnej na kompozycji RGB z detektora MODIS uzyskany 13 września 2020 r. (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>) oraz (b) lokalizacje pożarów w okresie od 1 do 20 września (<https://firms2.modaps.eosdis.nasa.gov>).

Fig. 1. (a) Smoke from wildfire in North America visible at RGB composition from MODIS detector on 13 Sep. 2020 (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>) and (b) fire location between 1 and 20 Sep. (<https://firms2.modaps.eosdis.nasa.gov>).

Analiza danych z re-analizy MERRA-2

Dane z re-analizy MERRA-2 zostały przedstawione na rysunku 2. Przebieg aerozolowej grubości optycznej w rejonie stacji badawczej w Strzyżowie we wrześniu 2020 r. wykazywał trzykrotny wzrost tej wielkości powyżej wartości 0,5 (dla 500 nm), która wskazuje na napływ silnie zanieczyszczonej masy powietrza. Średnia wartość aerozolowej grubości optycznej w tym miesiącu wyniosła 0,19, podczas gdy średnia wieloletnia z modelu w latach 1982-2020 wynosi 0,27. Wskazuje to, że miesiąc ten charakteryzował się względnie niską grubością optyczną. Wkład poszczególnych składników aerozolu (rys. 2b) ukazuje znaczny wzrost węgla organicznego, który jest wskaźnikiem aerozolu emitowanego podczas pożarów pomiędzy 13 a 23 września. Maksymalny wkład tego składnika przekraczał 50%, przy czym średni wkład węgla organicznego w ujęciu wieloletnim (1982-2020) wynosił jedynie 11%. Poza tym okresem nie obserwowano wzrostu wkładu węgla elementarnego do całkowitej grubości optycznej, którego wkład wynosił średnio ok 5%.

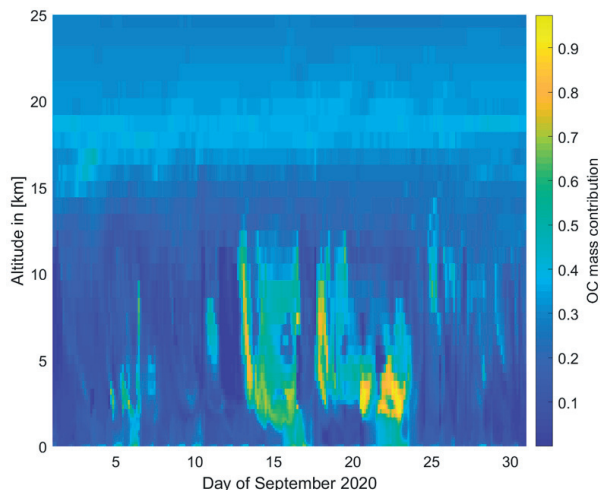
Rysunek 3 przedstawia lokalizację punktów początkowych wstecznych trajektorii mas powietrza z modelu HYSPLIT kończących się na wysokościach od 5 do 10 km nad stacją SolarAOT. Rozkład punktów z września 2020 r. ukazuje równoleżnikowy transport mas powietrza w środkowej i górnej troposferze, wskazujący tym samym na transport powietrza przez Ocean Atlantycki. Dodatkowo, wielkość i barwa punktów obrazują



Rys. 2. Przebiegi czasowe (a) aerozolowej grubości optycznej w 550 nm oraz (b) wkładu węgla organicznego (OC), węgla elementarnego (BC), pyłu mineralnego (DU), siarczanów (SU) oraz soli morskiej (SS) do całkowitej grubości optycznej.

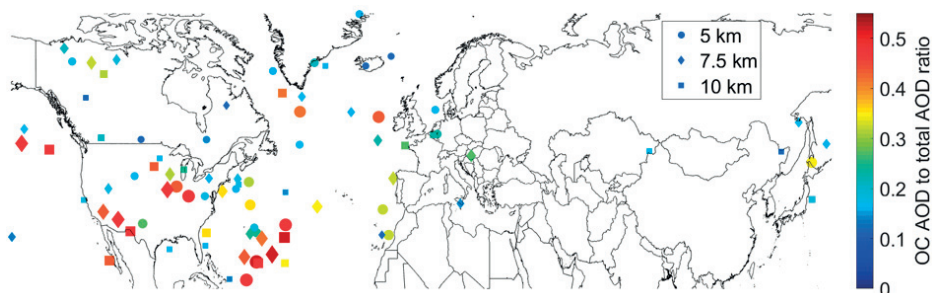
Fig. 2. Temporal variability of MERRA-2 (a) AOD at 550 nm and (b) contribution of organic carbon (OC), black carbon (BC), mineral dust (DU), sulfate (SU) and sea salt (SS) AOD to total AOD for September 2020.

udział węgla organicznego w aerozolowej grubości optycznej. Wysokie wartości, które świadczą o emisjach z pożarów, widoczne są nad USA, ale również na północny-wschód od Karaibów. W ostatnim przypadku trajektorie są zbyt krótkie, aby zidentyfikować obszar emisji. Znacząco niższe wartości udziału węgla organicznego w AOD widoczne są, gdy powietrze napływało z Kanady i Północnego Atlantyku. Należy jednak podkreślić,



Rys. 3. Położenie początkowych punktów tygodniowych trajektorii wstecznych wyznaczonych przy użyciu modelu HYSPLIT o 12 UTC każdego dnia września 2020 r. kończącej się na wysokości 5 km (kółka), 7,5 km (romby) oraz 10 km (kwadraty). Kolorem oraz wielkością symbolu graficznego oznaczono iloraz grubości optycznej związanej z węglem organicznym do całkowitej grubości optycznej aerozolu.

Fig. 3. Location of the beginning point of 7 days back trajectories obtained from HYSPLIT model 12 UTC of all days in September 2020 ended at 5 km (dots), 7.5 km (diamonds), and 10 km (squares). Different colors and marker size show OC AOD to total AOD ratio.



Rys. 4. Zmienność czasowo-wysokościowa masowego udziału węgla organicznego uzyskana z re-analizy MERRA-2 nad stacją SolarAOT.

Fig. 4. Time-altitude characteristic of OC mass contribution obtained from MERRA-2 reanalysis over SolarAOT station.

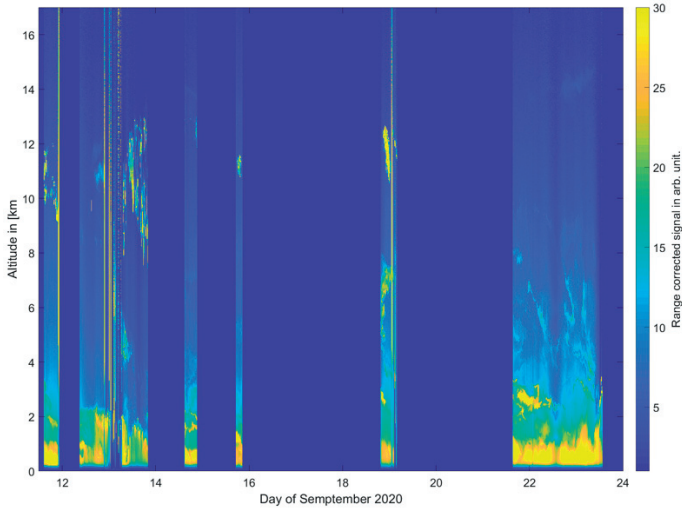
że dane z modelu HYSPLIT należy interpretować z dużą ostrożnością. W szczególności dla trajektorii o długości 7 dni rzeczywiste położenie punktu początkowego może istotnie różnić się od wyznaczonego modelem. Jest to związane z szeregiem uproszczeń, w szczególności z mieszaniami pionowymi, ale również polami meteorologicznymi, które używane są w HYSPLIT jako warunku początkowego i obciążone są błędami.

Dane z re-analazy MERRA-2, zinterpolowane do lokalizacji stacji SolarAOT, ukazują znaczący wzrost udziału masowego węgla organicznego w okresie od 13 do 23 września 2020 r. (rys. 4). Jedynie 17 września wartości udziału OC są istotnie niższe. Najwyższe wartości (powyżej 50%) występują między 2,5 a 12 km. Należy jednak podkreślić, że rozkład pionowy aerozolu w re-analizie MERRA-2 nie jest asymilowany do danych lidarowych, stąd profile pionowe mogą być obciążone dużym błędem w przeciwieństwie do aerozolowej grubości optycznej.

Analiza danych teledetekcyjnych

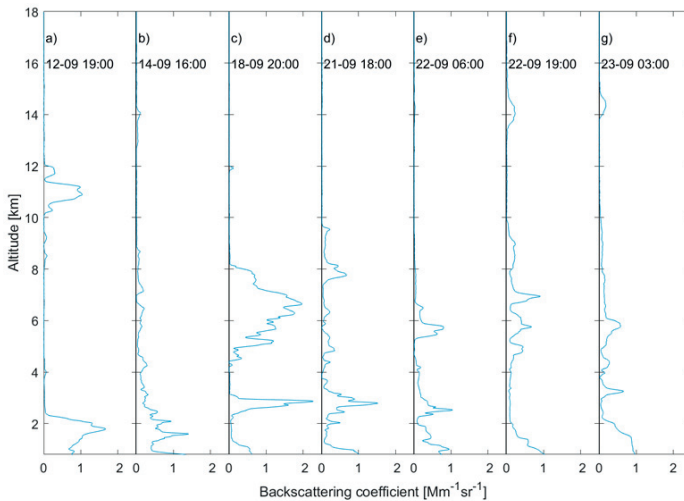
Pomiary lidarowe w okresie od 11 do 23 września wskazują na warstwy aerozolu w swobodnej atmosferze (rys. 5). Najsilniejszy sygnał lidarowy (skorygowany na odległość) obserwowany jest zwykle w obszarze warstwy granicznej, gdzie znajduje się średnio najwięcej aerozolu (około 65% w lecie i około 75% w zimie; Szczepanik, Markowicz 2016) oraz z poziomu występowania chmur. Warstwy aerozolu w swobodnej atmosferze na Rysunku 5 widoczne są jako jasnoniebieskie lub zielone. Na żółto natomiast widoczne są chmury. Najwięcej danych pochodzi z 22 i 23 września, kiedy to warstwy aerozolu powyżej PBL widoczne są na wysokości nawet 14 km. Występowanie aerozolu na tych wysokościach jest bardzo rzadkim zjawiskiem. Wcześniejsze badania z obszaru Polski wskazywały na pojawianie się warstw aerozolu pochodzących z pożarów biomasy nieco niżej (do 10-11 km; Markowicz i in. 2016). Znacznie częściej cząstki emitowane podczas pożarów przemieszczają się nad Polską w niższych warstwach troposfery. W szczególności transport dymu z pożarów ze wschodniej Europy (zwykle znad Ukrainy) odbywa się w dolnej i środkowej troposferze (Pietruczuk, Chaikovsky 2012; Stachlewska i in. 2018).

Profile pionowe aerozolowego współczynnika rozpraszania wstecznego, wyznaczone na podstawie sygnału lidarowego, wykazują podwyższone wartości w środkowej i górnej troposferze, a także w dolnej stratosferze (rys. 6). 12 września warstwa aerozolu widoczna jest na wysokości 10-12 km o wartości współczynnika rozpraszania wstecznego do $1 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$. 14 września wartości w środkowej i górnej troposferze są bardzo niewielkie. Bardzo gruba warstwa aerozolu obserwowana była 18 września pomiędzy 4 a 8 km (współczynnik rozpraszania do $2 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$), a cienka warstwa około 3 km. 21 września pojawia się szereg dość cienkich optycznie warstw w środkowej i górnej troposferze. 22 i 23 września pojawiła się warstwa aerozolu w stratosferze, na wysokości 14 km (współczynnik rozpraszania wstecznego około do $0,25 \text{ Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$). Ponadto występowało szereg warstw w środkowej troposferze. Na podstawie profili pionowych współczynnika ekstynkcji oszacowano udział aerozolu powyżej warstwy granicznej do



Rys. 5. Przebieg czasowy sygnału lidarowego (skorygowanego na odległość) w funkcji wysokości nad powierzchnią ziemi od 11 do 23 września 2020 r.

Fig. 5. Temporal variability of lidar range corrected signal as a function of the altitude a.g.l. between 11 and 23 September 2020.



Rys. 6. Wybrane profile pionowe współczynnika rozpraszania wstecznego aerozolu [$\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$] uzyskane z lidar w okresie od 12 do 23 września 2020 r.

Fig. 6. Selected vertical profile of aerosol backscattering coefficient [$\text{Mm}^{-1}\text{sr}^{-1}$] from lidar observation between 12 and 23 September 2020.

aerozolowej grubości optycznej. Średnia wartość w tym okresie wyniosła $53 \pm 16\%$, co jest wartością znacząco powyżej średniej (Szczepanik, Markowicz 2015). Należy jednak podkreślić, że tego typu szacowanie jest obarczone sporym błędem, jeśli nie dysponuje się kanałami ramanowskimi w lidarze aerozolowym.

Własności optyczne aerozolu w pionowej kolumnie atmosfery wyznaczone na podstawie danych fotometrycznych (AERONET) zostały przedstawione w Tabeli 1. Średnie dobowe wartości w dniach, w których pojawia się transport aerozolu w środkowej i górnej troposferze, są relatywnie niskie (poniżej średniej wieloletniej, która we wrześniu wynosi $0,18 \pm 0,11$). Jedynie 14 i 18 września wartości aerozolowej grubości optycznej były nieco wyższe.

W przypadku wykładnika Angstroma większe wartości obserwowane były 12 i 14 września (powyżej średniej wieloletniej $1,47 \pm 0,28$ i mniejsze w kolejnych dniach). Ma to swoje odzwierciedlenie w udziale cząstek małych w aerozolowej grubości optycznej. Udział ten jest bardzo wysoki i przekraczał 80%. Przy czym w niektórych dniach był powyżej 90%. Świadczy to o drobnej frakcji aerozolu, która jest charakterystyczna dla cząstek pochodzenia antropogenicznego oraz emisji z pożarów biomasy. Wartość albedo pojedynczego rozpraszania zmieniały się w zakresie od 0,94 do 0,99. Świadczy to o obecności umiarkowane i słabo absorbujących cząstek w atmosferze. Należy jednak podkreślić, że przy niskich wartościach aerozolowej grubości optycznej błędy albedo pojedynczego rozpraszania są duże, a interpretacja wyników niepewna.

Porównanie strumieni promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi, uzyskanego na podstawie modelu z wynikami pomiarów, wykazuje bardzo dobrą zgodność. Kwadrat współczynnika korelacji Pearsona wynosił 0,99. Średnia różnica dla danych 15 minutowych wynosiła jedynie -1 W/m^2 , względna różnica $-2,6\%$, natomiast pierwiastek ze średniej kwadratowej różnicy $3,6 \text{ W/m}^2$. Konsekwencją tego faktu były względnie niewielkie różnice wymuszeń radiacyjnych szacowanych przy użyciu modelu oraz metody hybrydowej (tab. 2). Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne zdefiniowane na powierzchni ziemi zmieniało się od -11 do $-7,1 \text{ W/m}^2$. Nieco silniejsze chłodzenie aerozolowe określono dla 14 września, co jest związane z wyższą wartością aerozolowej grubości optycznej. Redukcja strumienia netto przy powierzchni ziemi była znacząca, natomiast chwilowe wartości były jeszcze większe. Dla przykładu, redukcja promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni ziemi w godzinach południowych sięgała $31,5 \text{ W/m}^2$, co stanowi około 5%. Wymuszanie radiacyjne na górnej granicy atmosfery zmieniało się średnio od $-7,0$ do $-4,0 \text{ W/m}^2$. Aerozole zwiększały strumień promieniowania rozproszonego w atmosferze w przestrzeń kosmiczną maksymalnie o około 19 W/m^2 , co stanowi ok 15% strumienia promieniowania słonecznego opuszczającego atmosferę w warunkach bez aerozolu. Mniejsze wartości (w sensie wartości bezwzględnej) na górnej granicy atmosfery w stosunku do powierzchni ziemi wynikają z obecności aerozoli absorbujących. Iloraz wymuszania radiacyjnego na górnej granicy atmosfery do wartości przy powierzchni ziemi zmieniał się od 47 do 70%, przy czym mniejsze wartości ilorazu są konsekwencją niższych wartości albedo pojedynczego rozpraszania. Im mniejsza wartość tego parametru tym większa kompensacja efektów rozproszeniowych i absorpcyjnych w atmosferze. Poniżej wartości krytycznej wymuszanie radiacyjne na górnej granicy atmosfery było dodatnie.

Tabela 1. Średnie dobowe oraz odchylenia standardowe kolumnowych własności optycznych aerozolu w wybranych dniach września 2020 r. w oparciu o dane z fotometru słonecznego.

Table 1. Daily mean and standard deviation of columnar aerosol optical properties obtained from CIMEL sun photometer for selected days of September 2020.

Dzień	AOD 500 nm	AE 440/870 nm	AOD 500 nm cząstek małych (fine fraction)	SSA 441 nm
12	0,09±0,02	1,58±0,16	0,83±0,04	0,97±0,03
14	0,20±0,02	1,82±0,08	0,97±0,01	0,99±0,01
15	0,11±0,03	1,40±0,40	0,81±0,16	0,96±0,04
18	0,18±0,04	1,13±0,05	0,98±0,01	0,95±0,01
21	0,11±0,03	1,38±0,05	0,96±0,01	0,96±0,02
22	0,13±0,01	1,36±0,03	0,94±0,01	0,94±0,03
23	0,14±0,01	1,28±0,07	0,95±0,03	0,96±0,02

Tabela 2. Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne aerozolu [W/m^2] oraz efektywność wymuszania radiacyjnego [$W/m^2/AOD_{500}$] uzyskane metodą hybrydową, opartą na modelu transferu radiacji z sieci AERONET. Wartości odnoszą się do powierzchni ziemi oraz górnej granicy atmosfery (wartości w nawiasach).

Table 2. Daily mean aerosol radiative forcing [W/m^2] and radiative forcing efficiency [$W/m^2/AOD_{500}$] obtained from hybrid method, model, and from AERONET. Forcings are defined at Earth's surface and at the top of the atmosphere (values in the parentheses).

Data	Wymuszanie radiacyjne (WR) [W/m^2]				Iloraz WR/AOD [$W/m^2/AOD_{500}$]
	hybrydowa	Model	AERONET	średnia	
14.09.2020	-9,7	-9,2 (-6,9)	-11,0 (-7,0)	-10,0 (-7,0)	-63 (-44)
21.09.2020	-8,8	-8,2 (-4,4)	-9,9 (-4,7)	-9,0 (-4,6)	-69 (-35)
22.09.2020	-8,4	-7,1 (-3,7)	-9,6 (-4,3)	-8,4 (-4,0)	-72 (-34)

Efektywność wymuszania radiacyjnego, będąca ilorazem wymuszania radiacyjnego do aerozolowej grubości optycznej dla długości fali 500 nm, jest miarą wykazującą różne wartości w zależności od rodzaju aerozolu, a nie jego ilości w atmosferze. Im wartości są niższe (bardziej ujemne) przy powierzchni ziemi i mniej ujemne lub dodatnie na górnej granicy atmosfery, tym aerozol jest silniej absorbujący. Wartości tego parametru zmieniły się podczas eksperymentu 14 września od -63 i -44 $W/m^2/AOD_{500}$, odpowiednio na powierzchni ziemi i górnej granicy atmosfery do odpowiednio -72 i -34 $W/m^2/AOD_{500}$ dla 22 września. Dane jednoznacznie wskazują na wzrost absorpcyjności cząstek między 14 a 22 września, co zostało potwierdzone również na danych optycznych z fotometru słonecznego (spadek albedo pojedynczego rozpraszania).

Podsumowanie i wnioski

Badania przeprowadzone we wrześniu 2020 r. na stacji transferu radiacyjnego SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu wykazały obecność cząstek aerozolu atmosferycznego w środkowej, górnej troposferze oraz w dolnej stratosferze. Warstwy silnie rozpraszające promieniowanie krótkofalowe zostały zaobserwowane przy użyciu lidar, a także w oparciu o dane pochodzące z re-analazy MERRA-2 (bazującej na modelu transportu zanieczyszczeń) i wyniki symulacji numerycznych wykonanych za pomocą modelu trajektorii wstecznych HYSPLIT. Zanieczyszczenia te zostały zidentyfikowane jako cząstki wyemitowane podczas pożarów w Ameryce Północnej (prawdopodobnie głównie w Kalifornii). Profile pionowe z lidar wskazywały na warstwy aerozolu niemal w całej troposferze oraz w dolnej stratosferze (około 14 km). Maksymalna wartość współczynnika rozpraszania wstecznego wynosiła około $2 \text{ Mm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Oszacowano wkład tych cząstek do całkowitej aerozolowej grubości optycznej na poziomie około 50%. Obecność aerozoli w atmosferze spowodowała redukcję promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi o około -32 W/m^2 . Średnie dobowe wymuszanie radiacyjne wyniosło $-9,2$ i $-5,2 \text{ W/m}^2$, odpowiednio na powierzchni ziemi i na górnej granicy atmosfery. Dane z fotometru słonecznego CIMEL oraz obliczone efektywności wymuszania radiacyjnego wskazują na wzrost absorpcyjności cząstek pomiędzy 14 a 21 i 22 września. Wartości albedo pojedynczego rozpraszania na poziomie 0,94-0,99 wskazują na umiarkowaną absorpcyjność cząstek związaną prawdopodobnie z procesami transformacji podczas około tygodniowego transportu od źródeł emisji aerozoli.

Podziękowania

Autorzy pragną podziękować NASA za wykorzystanie danych z detektora satelitarne-go MODIS oraz z systemu FIRMS (<https://earthdata.nasa.gov/firms>), będącego częścią Systemu obserwacji Ziemi EOSDIS.

L i t e r a t u r a

- Abatzoglou J.T., Williams A.P., Barbero R., 2019, Global emergence of anthropogenic climate change in fire weather indices, *Geophysical Research Letters*, 46 (1), 326-336, DOI: 10.1029/2018GL080959
- Amiridis V., Balis D., Giannakaki E., Stohl A., Kazadzis S., Koukouli M., Zanis P., 2008, Optical characteristics of biomass burning aerosols over Southeastern Europe determined from UV-Raman lidar measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 (7), 2431-2440, DOI: 10.5194/acp-9-2431-2009
- Andela N., Morton D.C., Giglio L., Chen Y., Van Der Werf G.R., Kasibhatla P.S., DeFries R.S., Collatz G.J., Hantson S., Kloster S., Bachelet D., 2017, A human-driven decline in global burned area, *Science*, 356 (6345), 1356-1362, DOI: 10.1126/science.aal4108

- Doerr S.H., Santin C., 2016, Global trends in wildfire and its impacts: perceptions versus realities in a changing world, *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 371 (1696), DOI: 10.1098/rstb.2015.0345
- Eck T.F., Holben B.N., Ward D.E., Mukelabai M.M., Dubovik O., Smirnov A., Schafer J.S., Hsu N.C., Piketh S.J., Queface A., Le Roux J., Swap R.J., Slutsker I., 2003, Variability of biomass burning aerosol optical characteristics in southern Africa during the SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from ra-diometric measurements, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D13), DOI: 10.1029/2002JD002321, D13
- Fierli F., Smiljanic I., 2020, Data from multiple satellites and instruments can be used to investigate the impact the extensive California fires that ravaged the US state in 2020 had on atmospheric composition, EUMETSAT, dostępne online <https://www.eumetsat.int/impact-california-2020-fires-atmospheric-composition> (04.11.2021)
- Fu Q., Liou K.N., 1992, On the correlated k-distribution method for radiative transfer in non-homogeneous atmospheres, *Journal of Atmospheric Sciences*, 49 (22), 2139-2156, DOI: 10.1175/1520-0469(1992)049<2139:OTCDMF>2.0.CO;2
- Gelaro R., McCarty W., Suarez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reichle R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A.M., Gu W., Kim G.-K., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sienkiewicz M., Zhao B., 2017, The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2), *Journal of Climate*, 30 (14), 5419-5454, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A., 1998, AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sensing of Environment*, 66 (1), 1-16, DOI: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5
- IPCC, 2018, Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty, IPCC, dostępne online <https://www.ipcc.ch/sr15/> (04.11.2021)
- Janicka L., Stachlewska I.S., 2019, Properties of biomass burning aerosol mixtures derived at fine temporal and spatial scales from Raman lidar measurements: Part I optical properties, *Atmospheric Chemistry and Physics*, DOI: 10.5194/acp-2019-207
- Jiang Y., Yang X., Liu X., Qian Y., Zhang K., Wang M., Li F., Wang Y., Lu Z., 2020, Impacts of wildfire aerosols on global energy budget and climate: the role of climate feedbacks, *Journal of Climate*, 33 (8), 3351-3366, DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0572.1
- Klett J.D., 1981, Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Applied Optics*, 20 (2), 211-220, DOI: 10.1364/AO.20.000211
- Klett J.D., 1985, Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Applied Optics*, 24 (11), 1638-1643, DOI: 10.1364/AO.24.001638
- Liu S., Aiken A.C., Arata C., Dubey M.K., Stockwell C.E., Yokelson R.J., Stone E.A., Jayarathne T., Robinson A.L., DeMott P.J., Kreidenweis S.M., 2014, Aerosol single scattering albedo depen-

- dence on biomass combustion efficiency: laboratory and field studies, *Geophysical Research Letters*, 41 (2), 742-748, DOI: 10.1002/2013GL058392
- Lynch P., Reid J.S., Westphal D.L., Zhang J., Hogan T.F., Hyer E.J., Curtis C.A., Hegg D.A., Shi Y., Campbell J.R., Rubin J.L., Sessions W.R., Turk F.J., Walker A.L., 2016, An 11-year global gridded aerosol optical thickness reanalysis (v1.0) for atmospheric and climate sciences, *Geoscientific Model Development*, 9 (4), 1489-1522, DOI: 10.5194/gmd-9-1489-2016
- Markowicz K.M., Chilinski M.T., Lisok J., Zawadzka O., Stachlewska I.S., Janicka L., Rozwadowska A., Makuch P., Pakszys P., Zieliński T., Petelski T., Posyniak M., Pietruczuk A., Szkop A., Westphal D.L., 2016, Study of aerosol optical properties during long-range transport of biomass burning from Canada to Central Europe in July 2013, *Journal of Aerosol Science*, 101, 156-173, DOI: 10.1016/j.jaerosci.2016.08.006
- Markowicz K.M., Stachlewska I.S., Chilinski M.T., Zawadzka-Manko O., Janicka Ł., Szczepanik D., Wang D., Kumala W., Makuch P., Markuszewski P., Rozwadowska A., Petelski T., Zieliński T., Posyniak M., Szkop A., Pietruczuk A., Chojnicki B.H., Harenda K.H., Poczta P., Uscka-Kowalkowska J., Strużewska J., Kaminski J.W., Werner M., Kryza M., Drzeniecka-Osiadacz A., Sawiński T., Remut A., Miętus M., Wiejak K., Markowicz J., 2021, A decade of the Poland-AOD aerosol research network observations, praca w trakcie recenzji do magazynu *Atmosphere*
- Markowicz K.M., Zawadzka-Manko O., Lisok J., Chilinski M.T., Xian P., 2020, The impact of moderately absorbing aerosol on surface sensible, latent, and net radiative fluxes during the summer of 2015 in Central Europe, *Journal of Aerosol Science*, 151, DOI: 10.1016/j.jaerosci.2020.105627
- Nicolae D., Nemuc A., Muller D., Talianu C., Vasilescu J., Belegante L., Kolgotin A., 2013, Characterization of fresh and aged biomass burning events using multiwavelength Raman lidar and mass spectrometry, *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 118 (7), 2956-2965, DOI: 10.1002/jgrd.50324
- O'Neill N.T., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N., Thulasiraman S., 2003, Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 108 (D17), DOI: 10.1029/2002JD002975
- Pereira G., Shimabukuro Y.E., Moraes E.C., Freitas S.R., Cardozo F.S., Longo K.M., 2011, Monitoring the transport of biomass burning emission in South America, *Atmospheric Pollution Research*, 2 (3), 247-254, DOI: 10.5094/APR.2011.031
- Pietruczuk A., Chaikovsky A., 2012, Variability of aerosol properties during the 2007-2010 spring seasons over central Europe, *Acta Geophysica*, 60, 1338-1358, DOI: 10.2478/s11600-012-0017-9
- Randles C.A., da Silva A., Buchard V., Colarco P.R., Darmenov A.S., Govindaraju R.C., Smirnov A., Ferrare R.A., Hair J.W., Shinozuka Y., Flynn C., 2017, The MERRA-2 Aerosol Reanalysis, 1980-onward, Part I: System description and data assimilation evaluation, *Journal of Climate*, 30 (17), 6823-6850, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0609.1
- Shi S., Chenga T., Gu X., Guo H., Wu Y., Wang Y., 2019, Biomass burning aerosol characteristics for different vegetation types in different aging periods, *Environment International*, 126, 504-511, DOI: 10.1016/j.envint.2019.02.073
- Stachlewska I.S., Samson M., Zawadzka O., Harenda K.M., Janicka L., Poczta P., Szczepanik D., Heese B., Wang D., Borek K., Tetoni E., Proestakis E., Siomos N., Nemuc A., Chojnicki B.H., Markowicz K.M., Pietruczuk A., Szkop A., Althausen D., Stebel K., Schuettemeyer D., Zehner

- C., 2018, Modification of local urban aerosol properties by long-range transport of biomass burning aerosol, *Remote Sensing*, 10 (3), DOI: 10.3390/rs10030412
- Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F., 2015, NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96 (12), 2059-2077, DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1
- Stelmaszczyk K., Dell'Aglio M., Chudzyński S., Stacewicz T., Wöste L., 2005, Analytical function for lidar geometrical compression factor calculation, *Applied Optics*, 44 (7), 1323-1331, DOI: 10.1364/AO.44.001323
- Szczepanik D., Markowicz K.M., 2018, The relation between columnar and surface aerosol optical properties in a back-ground environment, *Atmospheric Pollution Research*, 9 (2), 246-256, DOI: 10.1016/j.apr.2017.10.001
- Takemura T., Nakajima T., Dubovik O., Holben B.N., Kinne S., 2002, Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model, *Journal of Climate*, 15 (4), 333-352, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0333:SSAARF>2.0.CO;2
- Tang R., Huang X., Zhou D., Ding A., 2020, Biomass-burning-induced surface darkening and its impact on regional meteorology in eastern China, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20 (10), 6177-6191, DOI: 10.5194/acp-20-6177-2020
- Vadrevu K.P., Lasko K., Giglio L., Justice C., 2015, Vegetation fires, absorbing aerosols and smoke plume characteristics in diverse biomass burning regions of Asia, *Environmental Research Letters*, 10 (10), DOI: 10.1088/1748-9326/10/10/105003
- Williams A.P., Abatzoglou J.T., Gershunov A., Guzman-Morales J., Bishop D.A., Balch J.K., Lettenmaier D.P., 2019, Observed impacts of anthropogenic climate change on wildfire in California, *Earth's Future*, 7 (8), 892-910, DOI: 10.1029/2019EF001210

S t r e s z c z e n i e

Celem pracy jest określenie własności optycznych i radiacyjnych aerozolu obserwowanego podczas transportu dalekiego zasięgu zanieczyszczeń wyemitowanych w Ameryce Północnej we wrześniu 2020 r. Badania zostały zrealizowane w oparciu o dane pomiarowe pozyskane z fotometru słonecznego, lidarów oraz radiometru słonecznego (pyranometru) w stacji badawczej SolarAOT w Strzyżowie na Podkarpaciu, a także w oparciu o wyniki symulacji modelem trajektorii wstecznych, modelem transferu radiacji i transportu zanieczyszczeń. Wyniki badań wskazują na obecność silnie rozpraszających warstw aerozolu w całej troposferze oraz w dolnej stratosferze (pod koniec okresu pomiarowego). Obecność aerozolu w dolnej stratosferze jest w ostatnich latach bardzo rzadko obserwowana. Mimo tego wartości aerozolowej grubości optycznej były poniżej średniej wieloletniej. Obecność aerozolu w atmosferze spowodowała redukcję promieniowania dochodzącego do powierzchni ziemi w godzinach południowych o około 32 W/m^2 . Wymuszanie radiacyjne aerozolu podczas bezchmurnych warunków wynosiło ok. -9 W/m^2 na powierzchni ziemi i $-5,2 \text{ W/m}^2$ na górnej granicy atmosfery. Oszacowane wartości efektywności wymuszania radiacyjnego w połączeniu z pomiarami albedo pojedynczego rozpraszania wskazują na napływ umiarkowanie absorbującego aerozolu.

Słowa kluczowe: pożary, grubość optyczna, aerozol, wymuszanie radiacyjne.

S u m m a r y

The aim of the study is to determine the optical and radiation properties of the aerosol observed during long-range transport of biomass burning pollution emitted in North America in September 2020. The research was carried out at SolarAOT research station in Strzyżów (south-eastern Poland) on the basis of measurement data obtained from a sun photometer, aerosol lidar and solar radiometer (pyranometer), as well as on the basis of simulation results with backtrajectories model, radiation transfer and aerosol transport model. The results indicate the presence of highly scattering aerosol layers throughout the troposphere and in the lower stratosphere (during the end of the measuring period). The presence of an aerosol in the lower stratosphere has been very rarely observed in recent years due to low stratovolcanic activity. Despite this, the aerosol optical thickness was below the long-term average. The presence of the aerosol in the atmosphere reduced the radiation reaching the Earth's surface at noon by about 32 W/m^2 . The aerosol direct radiative forcing during clear conditions was about -9 W/m^2 at the Earth's surface and -5.2 W/m^2 at the top of the atmosphere. The estimated radiative forcing efficiency in combination with the single scattering albedo measurements indicate moderately absorbing particles.

Keywords: biomass burning, optical depth, aerosol, radiative forcing.

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

ZIMA 2019-2020 ROKU - HISTORYCZNE MINIMUM ZŁODZENIA BAŁTYKU

WINTER 2019-2020 - THE HISTORICAL MINIMUM OF THE ICE COVER OF THE BALTIC SEA

Wstęp

Syntetyczną wielkością charakteryzującą zlodzenie Bałtyku w danym sezonie lodowym¹ jest wartość maksymalna, jaką osiąga powierzchnia pokrywy lodowej. Jest ona podawana w tysiącach kilometrów kwadratowych i określana akronimem MIE (Maximum Ice Extent). Szereg czasowy MIE rozpoczyna się od roku 1720 i opublikowany jest do roku 2019. Serię z lat 1720-1995 opracowali Seinä i Palosuo (1996), następnie wartości MIE z kolejnych sezonów lodowych podawane były w oficjalnych komunikatach i publikacjach Fińskiego Instytutu Badań Morza (FIMR – Finnish Institute of Marine Research; do 2008 roku) oraz Fińskiego Instytutu Meteorologicznego (FMI – Finnish Meteorological Institute) jako omówienia kolejnych sezonów lodowych (Ice Winter in the Baltic Sea). W lipcu 2020 roku Fiński Instytut Meteorologiczny w oficjalnym komunikacie na stronie FMI² podał wartość MIE z okresu zimy 2019/2020 – 37 tys. km². Wartość ta stanowi historyczne minimum w całym 301-letnim okresie obserwacji (1720-2020).

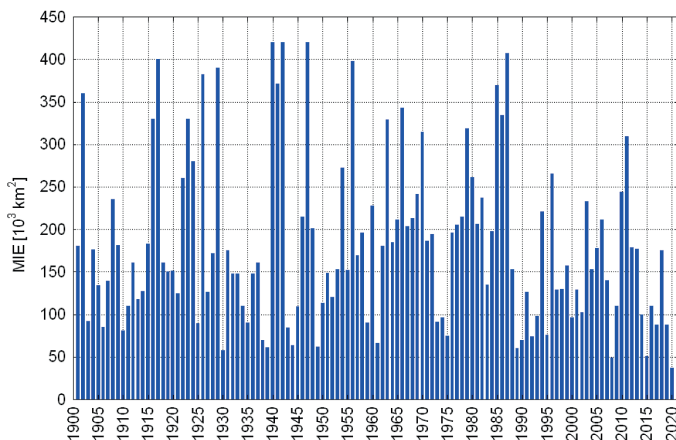
Maksymalna powierzchnia zlodzenia Bałtyku wykazuje znaczną zmienność międzyroczną. W stuleciu 1901-2000 wartości MIE zmieniały się w granicach od 58 tys. km² (w roku 1930³) i 52 tys. km² (w roku 1989) do 420 tys. km² (1940, 1942 i 1947 rok – Bałtyk całkowicie pokryty lodem), przy średniej 100-letniej równej 185,5 tys. km² i odchyleniu

¹ Sezon lodowy – okres od momentu pojawienia się pierwszych postaci lodu do momentu całkowitego zaniku wszystkich postaci lodu morskiego na całej powierzchni Bałtyku, z wodami szkiegowymi włącznie. Nie uwzględnia się tu przebiegu procesów zlodzenia na różnego rodzaju zalewach i jeziorach przybrzeżnych (np. zalewach Szczecińskim, Wiślanym, Kurońskim, jeziorze Melar (szw. Mälaren) etc.).

² <https://en.ilmatieenlaitos.fi/ice-season-in-the-baltic-sea>

³ W pracy datowanie zim zapisane jest na rok stycznia; na przykład zima 1950/1951 oznaczana jest jako zima 1951 roku.

standardowym $\sigma = 100,8$ tys. km². W całym okresie obserwacji (1720-2019) średnia wartość MIE była równa 213 tys. km², przy $\sigma = 112,9$ tys. km². W przebiegu MIE zaznacza się długookresowa zmienność (rys. 1), polegająca na występowaniu okresów o zwiększonych i zmniejszonych, w stosunku do średniej, wartościach MIE. Najsilniejsza, statystycznie istotna okresowość, wykryta przez Kozuchowskiego (1994) w serii MIE z lat 1720-1992, to okresowość 8-letnia, zgodna z przebiegiem zmienności szeregu wskaźników cyrkulacyjnych (NAO, Zonal Index, ...).



Rys. 1. Przebieg wartości maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku w latach 1901-2020 (MIE: Maximum Ice Extent; tys. km²) według danych FMI.

Fig. 1. The course of the maximum ice extent of the Baltic Sea in 1901-2020 (MIE; thousand km²) according to FMI data.

MIE Bałtyku jest silnie uzależniona od zachmurzenia i usłonecznienia w okresie letnim oraz przebiegu temperatury powierzchni morza (dalej SST – Sea Surface Temperature), temperatury powietrza i prędkości wiatru w basenie Bałtyku w całym okresie późnej jesieni i zimy, poprzedzającej moment wystąpienia MIE. Zmienność tych elementów klimatycznych jest sterowana przez cyrkulację atmosferyczną, tym samym międzyroczna zmienność MIE jest bardzo silnie powiązana z przebiegiem procesów cyrkulacyjnych. Na ten fakt zwraca uwagę szereg badaczy (np. Koslowski, Glaser 1995, 1999; Tinz 1996; Omstedt, Chen 2001; Jevrejeva i in. 2004; Omstedt i in. 2004; Styszyńska, Marsz 2005b; Hansson, Omstedt 2008; Vihma, Haapala 2009; Lehmann i in. 2011). Z tej przyczyny oraz ze względu na 300-letnią długość wysoce wiarygodnej serii obserwacyjnej, MIE jest powszechnie uważana za ważny wskaźnik klimatyczny, charakteryzujący kompleksowo zimowe warunki pogodowe panujące nad Bałtykiem i obszarem wokółbałtyckim (Haapala i in. 2015), w tym temperaturę powietrza w okresie zimowym nad Polską (Marsz, Styszyńska 2018).

Celem tej pracy jest przedstawienie procesów, które doprowadziły do wystąpienia historycznego minimum MIE. Wyjaśnienie skutków działania tych procesów wymaga

rozpatrzenia ich przebiegu w dłuższym horyzoncie czasowym, w związku z czym opracowanie obejmuje ewolucję MIE od 1951 roku (70 lat). W tym okresie powierzchnia maksymalnego zlodzenia Bałtyku wahała się w bardzo szerokich granicach – od 407 tys. km² (~97% całkowitej powierzchni Bałtyku, 1987 rok) do 37 tys. km² (~9%, 2020 rok).

Materiały wykorzystane w pracy i ich źródła

W badaniach wykorzystano szereg maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (MIE – Maximum Ice Extent) z okresu 1901-2020, opracowany w Finnish Institute of Marine Research oraz Finnish Meteorological Institute i opublikowany w serii raportów MERI (Seinä, Kalliosaari 1991; Seinä, Palosuo 1993, 1996; Seinä i in. 2001, 2006). Szereg MIE dla okresu 1720-1995 podany jest w załączniku do pracy Seinä i Palosuo (1996), wartości dla lat 1996-2000 znajdują się w pracy Seinä i in. (2001), a dla lat 2001-2005 w pracy Seinä i in. (2006). Wartości MIE z następnych lat pochodzą z omówień kolejnych sezonów lodowych (Ice Winter in the Baltic Sea) opracowywanych przez FMI⁴. Krótszy szereg MIE z lat 1720-2015, z niewielkimi zmianami w porównaniu do szeregu FIMR/FMI, dostępny jest również na stronie European Environment Agency (EEA)⁵.

Szczegółowe analizy rozwoju zlodzenia w sezonie lodowym prowadzono wykorzystując codzienne mapy lodowe Morza Bałtyckiego (Ice Charts), raporty lodowe (Ice Report) oraz podsumowania sezonów lodowych (A Summary of the Ice Season and Icebreaking Activities [rok sezonu lodowego]), opracowane przez FMI i SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute)⁶.

Do charakterystyki zmian temperatury wody morskiej wykorzystano jednorodne ciągi temperatury powierzchni morza (SST – Sea Surface Temperature) pochodzące ze zbioru ERSST v.3b (Smith i in. 2008). Zbiór ten oparty jest na pomiarach *in situ* ze zbioru ICOADS (bez danych satelitarnych)⁷. Jest to zbiór globalny o rozdzielczości przestrzennej 2°×2° i miesięcznej rozdzielczości czasowej (średnia miesięczna wartość SST na powierzchni 2°×2°, której punkt centralny określają współrzędne stanowiące etykietę gridu). W analizach wykorzystano dwa gridy, których powierzchnie w całości stanowią wody morskie: jeden – charakteryzujący akwen Bałtyku Środkowego, opisany jako 58°N, 20°W i obejmujący powierzchnię między 57-59°N i 19-21°E (oznaczenie SST2 na rys. 5) oraz drugi – charakteryzujący akwen Morze Bothnia, opisany jako 62°N, 20°E i obejmujący powierzchnię między 61-63°N i 19-21°E (oznaczenie SST1 na rys. 5).

Do oceny wpływu zmienności elementów klimatycznych na moment wystąpienia MIE wykorzystano średnie miesięczne wartości temperatury powietrza, zachmurzenia ogólnego i wilgotności względnej oraz miesięczne sumy usłonecznienia z okresu

⁴ <https://en.ilmatieteenlaitos.fi/ice-season-in-the-baltic-sea>

⁵ <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/external/the-classification-of-the-maximum>

⁶ http://www.smhi.se/oceanografi/istjanst/havsis_en.php

⁷ Dane ze zbioru Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v3b. pobrano ze strony: <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/extended-reconstructed-sea-surface-temperature-ersst-v3b>

1951-2020 mierzone na 5 stacjach reprezentujących większe rejony Bałtyku. Dla Bałtyku Zachodniego jest to Kopenhaga (55,7°N, 12,5°E), Bałtyku Południowego – Hammer Odde Fyr (55,3°N, 14,8°E), Bałtyku Środkowego – Gotska Sändon (58,4°N, 19,2°E), Zatoki Fińskiej – Helsinki (60,2°N, 25,0°E) oraz Zatoki Botnickiej – Haparanda (65,8°N, 24,1°E). Stacje te położone są w bezpośredniej bliskości linii brzegowej, w miarę możliwości na wyspach i charakteryzują warunki zbliżone do tych, które panują nad wodą. Lokalizację tych stacji przedstawiono na rysunku 5. Dane do 2000 roku pochodzą ze zbioru Nordklim v.1.0 (Tuomenvirta i in. 2001)⁸. Wartości usłonecznienia i pozostałe średnie miesięczne po roku 2000 pozyskano bezpośrednio z DMI (Danish Meteorological Institute), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), FMI (Finnish Meteorological Institute) oraz ECAD (European Climate Assessment & Dataset).

Do badania związków MIE ze zmianami ciśnienia atmosferycznego (SLP) i prędkości wiatru w basenie Bałtyku wykorzystano dane z reanalizy (Kalnay i in. 1996) o miesięcznej rozdzielczości czasowej i rozdzielczości przestrzennej 2,5°×2,5°. Dane SLP pobrano ze zbioru CDAS-1 (NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic Mean Sea Level), a dane opisujące prędkość wiatru ze zbioru NOAA.NCEP-EMC dataset speed: speed [m/s] data. Prędkość wiatru w tym zbiorze (poziom 1000 hPa) obliczana jest ze składowych strefowej (u) i południkowej (v), przy uwzględnieniu zmian siły tarcia (nad morzem – funkcja SST i temperatury powietrza). Do charakterystyki zmian prędkości wiatru na Bałtyku wybrano 3 punkty, w których prędkość wiatru obliczona jest nad powierzchnią wody, w wystarczającej odległości od linii brzegowej. Punkt oznaczony na rysunku 5 jako Vw1 charakteryzuje Bałtyk Zachodni i Południowy, Vw2 – Bałtyk Środkowy i Vw3 – Morze Bothnia.

Zmienność elementów klimatycznych jest sterowana przez cyrkulację atmosferyczną, tym samym międzyroczna zmienność MIE powinna być bardzo silnie powiązana z przebiegiem procesów cyrkulacyjnych zachodzących w dolnej i środkowej troposferze. W pracy do analizy tych związków wykorzystano zimowy stacyjny (DJFM) wskaźnik NAO J.W. Hurrella⁹ oraz zimowy wskaźnik NAO oparty na PC¹⁰. Do charakterystyki cyrkulacji środkowotroposferycznej (poziom 500 hPa) wykorzystano klasyfikację Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Informacje o frekwencji makrotypów W, E i C z okresu 01.1951-10.2006 pochodzą z załącznika do pracy Dimitrieva i Belyazo (2006), a dla okresu późniejszego (11.2006-03.2020) dane pozyskano bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg).

W pracy zastosowano rutynowe analizy statystyczne (korelacji, regresji, wariacji). Wszystkie uzyskane statystyki były testowane za pomocą testów t-Studenta i F-Fischera-Snedecora, pozwalających na określenie ich istotności statystycznej. Za granicę istotności statystycznej przyjęto wartość $p = 0,05$ (przedział ufności = 95%). Wszystkie obliczenia prowadzono wykorzystując program Statistica PL firmy StatSoft®.

⁸ <https://rdrr/rforge/nordklidata1/man/Nordklidata.html>

⁹ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt

¹⁰ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_pc_djfm.txt

Związki między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej a maksymalną powierzchnią zlodzenia Bałtyku

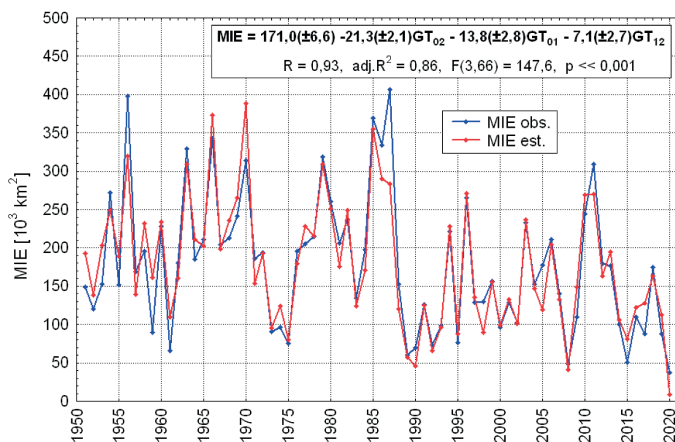
Kształtowanie powierzchni zlodzonej zależne jest od zmian bilansu cieplnego akwenu, na którym to zlodzenie występuje¹¹. Dla wystąpienia zlodzenia niezbędny jest spadek temperatury wody do temperatury jej krzepnięcia przy danym zasoleniu. Ponieważ rozchodowanie zasobów ciepła zakumulowanych w wodach Bałtyku w okresie od końca letniego nagrzewania powierzchni morza do momentu osiągnięcia przez SST na poszczególnych akwenach temperatury krzepnięcia jest procesem długotrwałym, moment wystąpienia MIE przypada na końcową część zimy. Przeciętnie odnotowuje się go w pierwszej dekadzie marca lub trzeciej dekadzie lutego.

Decydująca o szybkości spadku SST, przy danym zasobie ciepła w kolumnie wody pozostałym po okresie letniego nagrzewania, jest suma strat energii (ciepła) z powierzchni morza w jednostce czasu. Sumę tę stanowią straty ciepła na wypromieniowanie (straty radiacyjne – wypromieniowanie efektywne) oraz suma strumieni ciepła jawnego (P – wymiana turbulentna) i ciepła parowania (LE – wymiana substancjalna). Strumienie energii na wypromieniowanie uzależnione są od wartości SST i nie zależą, poza zachmurzeniem, od przebiegu innych elementów meteorologicznych. Straty ciepła na wymianę turbulentną zależą od różnicy między SST a temperaturą powietrza oraz prędkości wiatru nad wodą. Straty ciepła na parowanie zależą od różnicy między maksymalną prężnością pary wodnej w temperaturze SST a prężnością aktualną powietrza i prędkości wiatru (Makshtas 1984; Kraus, Businger 1994). W ten sposób najważniejszymi dla kształtowania powierzchni zlodzonej są zmiany zachodzące w okresie zimowym: SST, temperatury powietrza, prędkości wiatru nad wodą oraz prężności pary wodnej w powietrzu. Przebieg wszystkich tych elementów klimatycznych i SST w okresie zimowym (grudzień-marzec) wykazuje na ogół istotne i wysoce istotne skorelowanie z MIE, przez co MIE staje się funkcją zmian tych elementów.

Pozwala to na szacowanie wysoce wiarygodnych wartości MIE z przebiegu miesięcznych wartości SST, temperatury powietrza i prędkości wiatru lub kombinacji tych silnie ze sobą skorelowanych elementów. Przykładowo, wykorzystując przebieg temperatury miesięcznej od grudnia do lutego na stacji Gotska Sändon, która charakteryzuje zmiany temperatury powietrza nad akwenami Bałtyku Środkowego¹², można ze stosunkowo małym błędem ($\pm 32,8$ tys. km³) estymować wartości MIE (rys. 2). Zmienność temperatury grudnia, stycznia i lutego na tej stacji objaśnia 86% wariancji MIE w ciągu ostatniego 70-lecia.

¹¹ Bałtyk pod względem hydrologicznym tworzy szereg basenów, których batymetria i warunki hydrologiczne, w tym zasoby ciepła w ich wodach i przebieg procesów zlodzenia, są silnie zróżnicowane. Ponieważ rozpatruje się dalej zmiany MIE w funkcji czasu, a nie przestrzeni, omawianie batymetrii i warunków hydrologicznych Bałtyku w tym miejscu wydaje się zbędne.

¹² Bałtyk Środkowy – akweny prognostyczne B8 i B7 (Bałtyk Środkowy i Bałtyk Północny) według podziału WMO/IMO. Akwen ten w dobrym przybliżeniu odpowiada wyznaczonemu przez Łomniewskiego i in. (1975) akwenowi Bałtyku Środkowego.



Rys. 2. Przebieg MIE obserwowany (MIE obs.) i szacowany (MIE est.) na podstawie miesięcznej wartości temperatury na stacji Gotska Sändon (GT_{12} , GT_{01} , GT_{02}).

Równanie i jego charakterystyka statystyczna w ramce na rysunku.

Fig. 2. The course of MIE observed (MIE obs.) and estimated (MIE est.) from the monthly temperature value at the Gotska Sändon station (GT_{12} , GT_{01} , GT_{02}).

The equation and its statistical characteristics is in the figure.

Zmiennością wartości średnich miesięcznych elementów klimatycznych steruje cyrkulacja środkowotroposferyczna (poziom 500 hPa). Klasyfikacja Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964) wyróżnia trzy makrotypy cyrkulacji środkowotroposferycznej – W (strefowy) oraz E i C (południkowe). Same makrotypy według tej klasyfikacji są niczym innym, jak względnie typowym ułożeniem w przestrzeni sektora cyrkulacyjnego górnych klinów i górnych zatok fal długich (fal Rossby’ego, fal górnej planetarnej strefy frontalnej; Zvieriev 1978). Schematy ułożenia fal długich, określające przybliżone położenie górnych klinów i górnych zatok w każdym z tych makrotypów, są przedstawiane w licznych podręcznikach i pracach, w tym w języku polskim (np. Kożuchowski 1989, 2011; Marsz 2005a; Marosz, Kożuchowski 2019), w związku z czym nie omawia się ich w tym artykule.

Z określonym makrotypem cyrkulacji środkowotroposferycznej powiązane są określone typy dolnego pola SLP¹³ (Kożuchowski 1993; Marsz 2005a-b). Zmienność dolnych pól SLP warunkuje występującą strukturę pogód, od której z kolei uzależnione są wartości elementów klimatycznych w danym okresie uśredniania. Z tej przyczyny między miesięczną czy sezonową frekwencją makrotypów a większością elementów klimatycznych i hydrologicznych, w tym najważniejszych dla kształtowania pokrywy

¹³ Typ dolnego pola SLP (Sea Level Pressure) – względnie powtarzalny układ położenia centrów działania atmosfery w ciągu danej doby w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Jako przykład typów dolnego pola SLP mogą służyć „typy cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), będące pewnego rodzaju wzorcami rozkładu układów barycznych między 30 a 70°N i między 70°W a 60°E.

Tabela 1. Związki między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresie zimowym (12-03) a średnią w tym samym okresie: SST w gridach 62°N, 20°E (SST1) i 58°N, 20°E (SST2), temperaturą powietrza na wybranych stacjach (BO – Bornholm – Hammer Odde Fyr, GS – Gotska Sändon, HA – Haparanda, HE – Helsinki) i prędkością wiatru w wybranych gridach 55°N, 15°E (Vw1), 57,5°N, 20°E (Vw2) i 62,5°N, 20°E (Vw3). Okres korelacji 1951-2020. W górnym wierszu komórki wartość r , w dolnym – poziom istotności statystycznej (p). Wartości p zapisane jako 0,000 oznaczają, że $p \ll 0,001$.

Table 1. Relationships between the frequency of the W, E and C macro-types of the mid-tropospheric circulation according to the Wangengejm-Girs classification in the winter period (12-03; DJFM) and the average of the following elements in the same period: SST in grid-boxes 62°N, 20°E (SST1) and 58°N, 20°E (SST2), air temperature at selected stations (BO – Bornholm – Hammer Odde Fyr, GS – Gotska Sändon, HA – Haparanda, HE – Helsinki) and wind speed in selected grids (55°N, 15°E (Vw1), 57.5°N, 20°E (Vw2) and 62.5°N, 20°E (Vw3)). Correlation period 1951-2020. In the top of each row the r value and in the bottom row the level of statistical significance (p) is given. P -values written as 0.000 mean that $p \ll 0.001$.

Makrotyp/ Macro-type	SST1	SST2	BO	GS	HA	HE	Vw1	Vw2	Vw3
W ₁₂₋₀₃	0,51 0,000	0,52 0,000	0,69 0,000	0,70 0,000	0,54 0,000	0,69 0,000	0,55 0,000	0,55 0,000	0,27 0,025
E ₁₂₋₀₃	-0,46 0,000	-0,48 0,000	-0,51 0,000	-0,55 0,000	-0,43 0,000	0,51 0,000	-0,43 0,000	-0,44 0,000	-0,21 0,081
C ₁₂₋₀₃	0,04 0,771	0,05 0,656	-0,18 0,138	-0,13 0,267	-0,08 0,501	-0,18 0,143	-0,09 0,446	-0,07 0,587	-0,03 0,796

lodowej na Bałtyku SST, temperaturą powietrza i prędkością wiatru, zachodzą istotne statystycznie związki (tab. 1).

Podobnie silne związki zachodzą między frekwencją makrotypów a elementami klimatycznymi bezpośrednio charakteryzującymi aspekty cyrkulacji atmosferycznej (np. z ciśnieniem atmosferycznym nad Bałtykiem) i ze wskaźnikami cyrkulacyjnymi, w tym ze wskaźnikiem NAO (Marsz 2005a, 2019). W badanym okresie zimowe SLP w Atlantycznej Arktyce (grid 75°N, 15°E; patrz Marsz, Styszyńska 2006, 2015) jest silnie skorelowane z frekwencją makrotypu W ($r = -0,70$) i E ($r = 0,58$) oraz słabo i nieistotne z frekwencją makrotypu C ($r = 0,08$). Zmiany ciśnienia w okresie zimowym w tym gridzie bardzo mocno, silniej niż NAO, wpływają na przebieg temperatury powietrza w rejonie wokółbałtyckim (Marsz, Styszyńska 2006) oraz na prędkość wiatru nad Bałtykiem (Kruszewski 2008; Formela, Marsz 2011). Wartości zimowego „stacyjnego” wskaźnika NAO Hurrella (1995) są skorelowane z zimową frekwencją makrotypu W silnie dodatnio ($r = 0,62$). Wartości wskaźnika PC NAO w latach 1951-2020 są skorelowane z frekwencją makrotypu W dodatnio ($r = 0,70$), z frekwencją makrotypu E ujemnie ($r = -0,54$) a z frekwencją makrotypu C ujemnie i nieistotnie ($r = -0,13$). Oznacza to, że cyrkulacja środkowotroposferyczna steruje zarówno zmiennością elementów klimatycznych, jak i zmiennością wskaźników cyrkulacyjnych, w efekcie czego wszystkie te wielkości są ze

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji (r) między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (liczba dni) w okresie zimy (12-03) a wartościami maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku w danym sezonie lodowym (MIE, tys. km²) oraz ich istotność statystyczna (p). Wartości p zapisane jako 0,000 oznaczają, że $p \ll 0,001$. Korelowane szeregi z okresu 1951-2020.

Table 2. The values of the correlation coefficients (r) between the frequency of the macro-types of the mid-tropospheric circulation according to the Wangengejm-Girs classification (number of days) in the winter (12-03; DJFM) and the values of the maximum ice extent of the Baltic in a given ice season (MIE, thousand km²), and their statistical significance (p). P -values written as 0.000 mean that $p \ll 0.001$. Correlated series from 1951-2020.

Makrotyp/ Macro-type	W	E	C
r	-0,65	0,50	0,14
p	0,000	0,000	0,251

sobą bardzo silnie skorelowane, a ich zmienność odtwarza w większym czy mniejszym stopniu zmienność cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Konsekwencją silnego wpływu zmian frekwencji makrotypów na kształtowanie zmienności elementów klimatycznych są bezpośrednie związki między cyrkulacją środkowotroposferyczną a maksymalną powierzchnią zlodzenia Bałtyku (tab. 2).

Maksymalna powierzchnia zlodzenia Bałtyku jest wysoce istotnie skorelowana ujemnie z frekwencją makrotypu W, wzrost frekwencji tego makrotypu w okresie zimowym prowadzi do spadku wartości MIE. Zmienność frekwencji makrotypu W objaśnia ~42% wariacji MIE w okresie 1951-2020, a zmiana frekwencji tego makrotypu o 1 dzień w okresie zimy pociąga za sobą zmianę maksymalnej powierzchni zlodzonej z przeciwnym znakiem o 3,35(±0,47) tys. km². Z frekwencją dwóch pozostałych makrotypów – E i C – MIE skorelowana jest dodatnio, przy czym z frekwencją makrotypu E wysoce istotnie. Wzrost frekwencji (liczby dni) tych makrotypów w okresie zimy prowadzi do wzrostu maksymalnej powierzchni zlodzonej. Zmienność frekwencji makrotypu E w okresach zimowych lat 1951-2020 objaśnia ~25% wariacji MIE, a zmiana frekwencji tego makrotypu o 1 dzień pociąga za sobą zmianę MIE z takim samym znakiem o 2,29(±0,48) tys. km². Łącznie zmienność makrotypów E i C (frekwencja E+C) w czasie zimy objaśnia ~42% wariacji MIE, a więc tyle samo, co frekwencja makrotypu W. Zmiana sumy dni z frekwencją makrotypów E+C o 1 dzień w okresie zimy zmienia maksymalną powierzchnię zlodzenia o 3,35(±0,47) tys. km². Tak więc oddziaływanie frekwencji makrotypu W na kształtowanie wartości MIE jest przeciwstawne działaniu sumy frekwencji makrotypów E i C. Jest to bardziej skomplikowany obraz zależności niż przedstawiany przez badaczy radzieckich/rosyjskich, wiążących jednoznacznie zmiany MIE tylko ze zmiennością frekwencji makrotypu E (Ledovovij rezhim 1992)¹⁴.

¹⁴ Między innymi z tego względu, że w przypadku wystąpienia makrotypu E mogą wystąpić niekiedy silne napływy powietrza z południa.

Wobec silnego skorelowania frekwencji makrotypów między sobą, przeprowadzenie analizy regresji wielokrotnej, w której MIE byłaby funkcją frekwencji wszystkich trzech makrotypów, nie jest możliwe¹⁵. Uniemożliwia to dokonanie wiarygodnej oceny wspólnego (jednoczesnego) działania frekwencji wszystkich makrotypów w okresie zimowym na kształtowanie zmian wartości elementów klimatycznych, wpływających na rozmiar maksymalnej powierzchni zlodzonej w danym sezonie zimowym. Tym niemniej analiza korelacji wskazuje wyraźnie, że zarówno zmienność elementów klimatycznych wywierających wpływ na zmienność MIE, jak i zmienność samej MIE, stanowi funkcję zmian frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Zmiana reżimu makrocyrkulacyjnego w latach 1987-1989 a zmienność reżimu lodowego Bałtyku

Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa wykazuje znaczną zmienność w funkcji czasu, przy czym ma ona dość wyraźnie zarysowane dwie składowe – sezonową o charakterze quasi-rocznym oraz długookresową. W składowej długookresowej ujawniają się kilkunasto-, kilkudziesięcioletnie okresy, w których struktura makrotypów charakteryzuje się dominacją jednego z trzech makrotypów W, E lub C, lub też dominacją jednego i subdominacją innego makrotypu (np. E+C). Ta długookresowa zmienność frekwencji makrotypów tworzy tak zwane „epoki cyrkulacyjne” (Girs 1974; Girs, Kondratovich 1978).

Epoki cyrkulacyjne wyznaczone są na podstawie rocznych anomalii frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (500 hPa). Przegląd wyróżnianych przez badaczy radzieckich/rosyjskich epok cyrkulacyjnych w latach 1899-2000 w polskiej literaturze dają Degirmendżić i inni (2000). Analiza, którą przeprowadzili Savichev i in. (2015) pozwoliła na dokonanie korekty i uzupełnienie dotychczasowego wydzielenia granic epok cyrkulacyjnych, która w latach 1949-2014 prezentuje się następująco: 1949-1965 – epoka E + C, 1966-1989 – epoka E, 1990-2014 – epoka W, przy czym podany ostatni rok 2014 tej epoki nie stanowi jej granicy, lecz ostatni rok analizy szeregów danych, którymi dysponowali Savichev i in. (2015). Faktycznie, epoka W trwała przynajmniej do roku 2017.

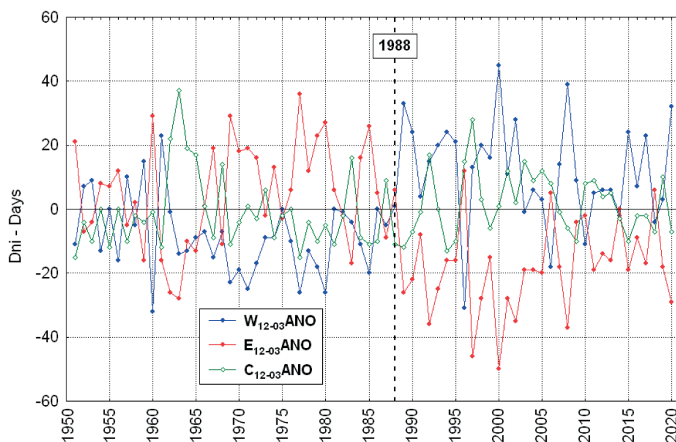
¹⁵ Ze względu na ograniczenia metody regresji wielokrotnej – występowania redundancji (nadmiarowości) w zmiennych niezależnych. W przypadku silniejszego skorelowania zmiennych niezależnych nie da się wiarygodnie oszacować parametrów równania regresji. Przy założeniu, że dany rok nie jest rokiem przestępnym, zima liczy 121 dob. W takim roku frekwencja makrotypu W jest $(121 - (E+C))$, makrotypu E $(121 - (W+C))$, makrotypu C $(121 - (W+E))$, co oznacza, że frekwencja wszystkich trzech makrotypów musi być ze sobą skorelowana. W takiej sytuacji zmiana frekwencji z określonym znakiem jednego makrotypu (np. W) w okresie zimy o jeden dzień wymusza zmianę frekwencji ze znakiem przeciwnym o 1 dzień któregoś z pozostałych dwóch makrotypów (E lub C), ze wszystkimi konsekwencjami tej zależności dla kształtowania się rozmiaru powierzchni MIE.

Podobne granice epok cyrkulacyjnych wyznaczyli ostatnio na podstawie własnych analiz Kożuchowski i Degirmendźić (2018) oraz Degirmendźić i Kożuchowski (2018). Granice epok wyznaczone przez tych autorów są przesunięte o 1-2 lata w stosunku do granic wyznaczonych przez Savicheva i in. (2015). Mając na względzie zastosowane przez tych badaczy odmienne metody analizy oraz różne długości analizowanych szeregów, roczne-dwuletnie przesunięcia momentów zmian epok cyrkulacyjnych są bez znaczenia. Sam moment początku i końca danej epoki cyrkulacyjnej jest w pewnym sensie dyskusyjny – faktycznie między epokami cyrkulacyjnymi występują lata graniczne, w których anomalie wszystkich lub dominujących makrotypów są zbliżone do zera¹⁶. Lata, w których następuje taka sytuacja, są latami „prześciowymi” między epokami, co powoduje trudność w jednoznacznym zaliczeniu ich do konkretnej epoki i zmusza do przyjmowania rozwiązań arbitralnych. To skutkuje nieznacznym przesunięciem w czasie granicy między epokami w podziałach prowadzonych przez różnych badaczy (por. Savichev i in. 2015; Kożuchowski, Degirmendźić 2018).

Od roku 1984 roczna frekwencja makrotypu E spada, a frekwencja makrotypu W zaczyna wzrastać. W roku 1987 frekwencja wszystkich makrotypów W, E i C zbliża się do wartości średnich z wielolecia 1951-2015 i następnie, od roku 1989, frekwencja makrotypu W utrzymuje się względnie trwale powyżej średniej wieloletniej, frekwencja makrotypu E poniżej średniej, a frekwencja makrotypu C oscyluje wokół wartości średniej wieloletniej, przy zachowaniu tendencji do utrzymywania się jej średniej wartości nieco poniżej średniej wieloletniej. Zmienia się struktura frekwencji makrotypów, a tym samym epoka cyrkulacyjna E przechodzi w epokę W. Podobne, choć nie takie same, zmiany frekwencji makrotypów zachodzą nie tylko w ich strukturze rocznej, ale i strukturze sezonowej, w tym w okresie zimowym. W latach 1987-1989 zaszła również zasadnicza zmiana struktury cyrkulacji śródzwrotnoposferycznej w okresie zimowym (rys. 3).

Zmiana ta polegała na spadku frekwencji makrotypu E poniżej średniej wieloletniej i wejściu na to miejsce makrotypu W, którego frekwencja znacznie wzrosła powyżej średniej wieloletniej. W rezultacie zmieniła się struktura adwekcji nad obszar wokół Bałtycki – silnie wzrosła częstość adwekcji powietrza atlantyckiego z W i SW (dodatnie fazy NAO) i w takim samym stopniu spadła częstość adwekcji powietrza kontynentalnego z NE, E i SE oraz zmniejszyła się częstość występowania sytuacji blokadowych, z mniej lub bardziej rozwiniętymi układami antycyklonalnymi nad Półwyspem Skandynawskim i Bałtykiem. Spowodowało to również radykalną zmianę struktury pogód w okresie zimowym – znacznie zmniejszyła się frekwencja pogód chłodnych związanych z makrotypem E (pola SLP podobne do „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein F, E2C, E0 i E1), a weszły na te miejsca pogody relatywnie ciepłe związane z makrotypem W (pola SLP podobne do „typów cyrkulacji” A, C2D, D2C według Osuchowskiej-Klein). Doprowadziło to do zasadniczych zmian wartości średniej temperatury dobowej w kolejnych dniach poszczególnych miesięcy, a w konsekwencji i średniej temperatury zimy. Wraz ze zmianą epoki cyrkulacyjnej z E na W po roku 1988 „skokowo” zmienił się również reżim termiczny

¹⁶ Co oznacza, że ich frekwencja jest zbliżona do wartości średnich wieloletnich.



Rys. 3. Przebieg anomalii frekwencji (dni) makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (W, E i C) według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresach zimowych (12-03) lat 1951-2020. Anomalie obliczone względem średnich z okresu 1951-2015. Oznaczono rok 1988, przejściowy między epoką cyrkulacyjną E a epoką W.

Fig. 3. The course of the frequency anomalies (days) of the macro-types at the mid-tropospheric circulation (W, E and C) according to the Wangengejm-Girs classification in the winter periods (12-03; DJFM) of 1951-2020. Anomalies calculated in relation to averages from 1951-2015.

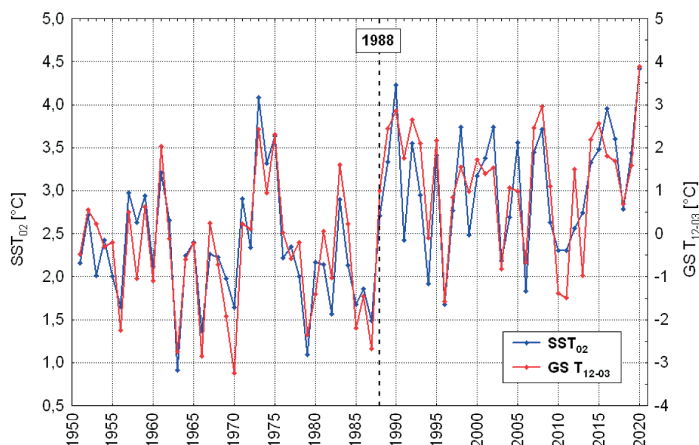
The year 1988 is marked, a transition year between the E and the W circulation epochs.

zim nad Bałtykiem i rozległymi obszarami wokółbałtyckimi, szczególnie wyraźnie nad wcześniej wyraźnie chłodniejszymi rejonami wschodnich (Zatoka Fińska, Morze Archipelagowe) i północnych (Morze Bothnia, Kvarki¹⁷, Zatoka Botnicka) części Bałtyku. Średnia temperatura zimy w ciągu dwóch lat wzrosła o około 1 deg i stan taki utrzymuje się do czasów obecnych.

W takich warunkach procesy poboru ciepła z powierzchni Bałtyku osłabły i SST w okresie zimowym równie gwałtownie wzrosła (rys. 4), nie stwarzając warunków dla rozwoju lodu morskiego na akwenach, na których SST była wcześniej niższa od temperatury zamarzania. Konsekwencją tych zmian była gwałtowna zmiana reżimu lodowego Morza Bałtyckiego. Maksymalna powierzchnia zlodzenia w ostatniej epoce cyrkulacyjnej zmniejszyła się wyraźnie – średnia powierzchnia MIE w latach 1951-1988 (epoki E+C i E) była równa 212,9 tys. km² ($\sigma = 88,5$), po roku 1988 (epoka W) jest równa 136,4 tys. km² ($\sigma = 67,7$). Skróceniu uległa również długość sezonu lodowego. Pojawiły się lata, w których maksymalna powierzchnia zlodzenia wystąpiła już w styczniu (np. lata 2015 – 23.01, 2016 – 22.01), co oznacza, że przyspieszeniu uległ moment wystąpienia minimum SST i temperatury powietrza¹⁸.

¹⁷ Szwedzka nazwa cieśniny – Norra Kvarken, fińska – Merenkukku.

¹⁸ Najniższa temperatura miesięczna w cyklu rocznym na stacjach położonych na wyspach i w bliskości brzegów Bałtyku występuje przeciętnie w lutym.



Rys. 4. Przebieg średniej temperatury powietrza w okresie zimy (12-03) na stacji Gotska Sändon ($GS T_{12-03}$) i średniej temperatury powierzchni morza w lutym (SST_{02}) w gridzie $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ (Bałtyk Środkowy). Obie zmienne $GS T_{12-03}$ i SST_{02} są bardzo silnie skorelowane z wartością MIE ($r = -0,92$ i $-0,84$ odpowiednio; 1951-2020). Oznaczono rok 1988, przejściowy między epoką cyrkulacyjną E a epoką W.

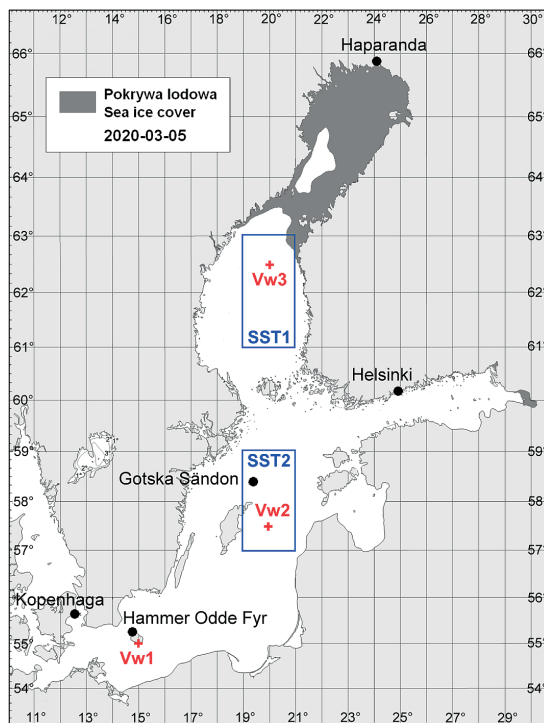
Fig. 4. The course of the average air temperature in Winter (12-03; DJFM) at Gotska Sändon station ($GS T_{12-03}$) and the average sea surface temperature in February (SST_{02}) on the grid-box $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ (Central Baltic). Both variables $GS T_{12-03}$ and SST_{02} are very strongly correlated with the MIE value ($r = -0.92$ and -0.84 respectively; 1951-2020). The year 1988 is marked, a transition year between the E and the W circulation epochs.

Dużej zmianie w ostatniej epoce cyrkulacyjnej uległ również rozkład wartości MIE. Seinä i Palosuo (1996) zaproponowali klasyfikację sezonów lodowych na Bałtyku według wartości MIE. Klasyfikacja ta wyróżnia 5 kategorii sezonów: ekstremalnie łagodny (52,0-81,0 tys. km^2), łagodny (81,001-139,0 tys. km^2), przeciętny (139,001-279,0 tys. km^2), surowy (279,001-383,0 tys. km^2) i ekstremalnie surowy (383,001-420 tys. km^2). O ile w latach 1951-1988 (38 lat) wystąpiło 8 przypadków sezonów łagodnych, w tym 2 przypadki sezonów ekstremalnie łagodnych (1961, 1975), to w latach 1989-2020 (32 lata) było 19 przypadków wystąpienia sezonów łagodnych, w tym 7 ekstremalnie łagodnych (1989, 1990, 1992, 1995, 2008, 2015, 2020). W roku 2008 po raz pierwszy wartość MIE (49 tys. km^2) stała się mniejsza od znanej wcześniej, historycznej minimalnej wartości MIE z roku 1989 (52 tys. km^2)¹⁹.

¹⁹ W publikowanych przez FMI (w latach 1991-2012) szeregach danych MIE, historyczne minimum (52 tys. km^2 ; patrz Seinä i Palosuo 1996) wystąpiło w roku 1989. W roku 1990 wartość MIE według tych samych danych była równa 67 tys. km^2 . W danych podawanych przez Europejską Agencję Środowiskową (EEA - European Environment Agency; ostatnia modyfikacja 4.12.2019) wartości MIE odbiegają od danych FIMR/FMI, przy czym EEA podaje wartość MIE w roku 1989 jako 60, a w roku 1990 jako 70 tys. km^2 . Podobne, niewielkie różnice między danymi FIMR/FMI pojawiają się również w kilku następujących latach. Nie jest zrozumiałe skąd biorą się te różnice, gdyż EEA jako źródło danych wskazuje FMI.

Warunki atmosferyczne w sezonie lodowym roku 2020

W sezonie lodowym 2019-2020 pokrywa lodowa osiągnęła maksymalną powierzchnię w dniu 5 marca 2020 roku (Ice Chart FMI/SMHI nr 99). W tym dniu względnie zwarta pokrywa lodu morskiego o grubości od 5 do 40 cm zajmowała tylko północną część Zatoki Botnickiej, w przybliżeniu na N od 65°N. Pozostała część Zatoki Botnickiej, do rejonu Kvarków (~63°N), była pokryta rozrzedzonym lodem (zwarcie < 10-40%) o grubości od 2 do 10 cm, wśród którego po zachodniej stronie zatoki była rozległa (~118 × ~57 km) owalna polynia (rys. 5). Morza Bothnia i Archipelagowe były całkowicie wolne od lodów, łącznie z ich strefami przybrzeżnymi. W Zatoce Fińskiej rozrzedzone lody (koncentracja do 40%, grubość 10-15 cm) o powierzchni kilkuset km² występowały jedynie na przedpolu St. Petersburga od długości Kronsztadu i w zamknięciu Zatoki Wyborgskiej. Pozostałe akweny Bałtyku i zalewy przybrzeżne były całkowicie wolne od jakichkolwiek postaci lodu.



Rys. 5. Pokrywa lodowa w dniu 5 marca 2020 roku. Oznaczone położenie wybranych stacji (●), z których dane omawiane są w pracy oraz gridów charakteryzujących SST (SST1 i SST2 – niebieska ramka) i średnią prędkość wiatru (czerwony krzyżyk – Vw1, Vw2, Vw3).

Fig. 5. The ice cover on March 5, 2020. Marked locations of selected stations (●), the data from which are discussed in the study, and from grid-boxes characterizing SST (SST1 and SST2 – blue frame) and average wind speed (red cross – Vw1, Vw2, Vw3).

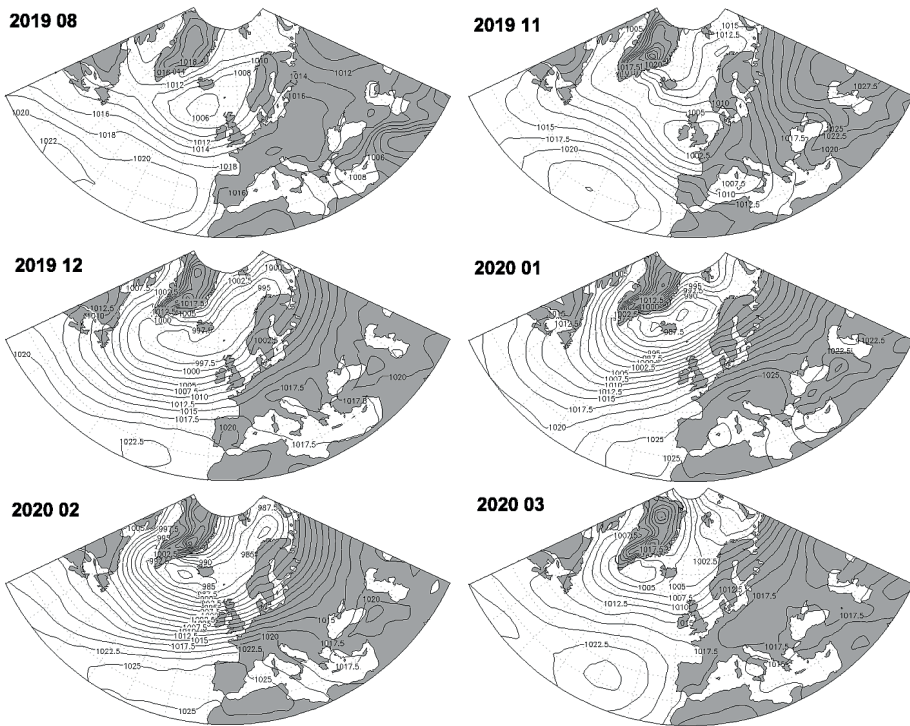
Tabela 3. Miesięczna frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (dni) w okresie od lipca 2019 roku do marca 2020 roku i odsetek czasu miesiąca (%), w którym występuje dany makrotyp ($W_{\%}$, $E_{\%}$, $C_{\%}$).

Table 3. Monthly frequency of the mid-tropospheric circulation macro-types W, E and C according to the Wangengejm-Girs classification (days) in the period from July 2019 to March 2020 and the percentage of the month (%) in which the given macro-type occurs ($W_{\%}$, $E_{\%}$, $C_{\%}$).

Częstość i odsetek makrotypu/ Frequency and percentage of the macro-type	Rok/miesiąc Year/month								
	2019						2020		
	07	08	09	10	11	12	01	02	03
W	5	2	10	16	8	16	21	18	16
$W_{\%}$	16	6	33	52	27	52	68	62	52
E	11	19	12	3	18	9	6	6	9
$E_{\%}$	35	62	40	9	60	29	19	21	29
C	15	10	8	12	4	6	4	5	6
$C_{\%}$	49	32	27	39	13	19	13	17	19

Takie niezwykle małe zlodzenie było konsekwencją przebiegu procesów atmosferycznych w okresie poprzedzającym wystąpienie sezonu lodowego i w trakcie sezonu lodowego 2020 roku. Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, sterująca cyrkulacją dolną, od lipca 2019 do marca 2020 roku (tab. 3) kształtowała się dość osobliwie. Od lipca do września włącznie dominowały postaci cyrkulacji południkowej, ze stosunkowo znaczną częstością występowania makrotypu C. W październiku silnie wzrosła częstość strefowego makrotypu W, na tyle, że stał się on dominujący. W listopadzie charakter cyrkulacji zmienił się ze strefowej na bardzo silną południkową, z wyraźną dominacją makrotypu E. Ponownie bardzo radykalna zmiana charakteru cyrkulacji zaszła na przełomie listopada i grudnia, kiedy to ponownie zaczęła dominować cyrkulacja strefowa. Bardzo silna cyrkulacja strefowa (występowanie makrotypu W), przerywana tylko krótkimi epizodami cyrkulacji południkowej (makrotypy E i C), trwała niemal nieprzerwanie od grudnia do ostatniej dekady marca, osiągając największe natężenie w styczniu i lutym.

W letnim sezonie ogrzewania Bałtyku 2019 roku, Bałtyk Zachodni, Południowy i Środkowy znajdowały się przez większą część tego okresu (lipiec, sierpień, pierwsza połowa września) na N i NE skraju wielkiego klina wyżowego (rys. 6) związanego w przestrzeni z Wyżem Azorskim. Przeważały napływy ciepłego, letniego Powietrza Polarne kontynentalnego z SW do S, zachmurzenie nad Bałtykiem było niewielkie, temperatura powietrza wysoka. W takich warunkach wody Bałtyku mogły zakumulować znaczne ilości ciepła. We wrześniu, miesiącu, w którym rozpoczęło się jesienno-zimowe wychładzanie wód, SST na Bałtyku była wysoka, w gridzie 58°N, 20°E (Bałtyk Środkowy) SST była wyższa o 1,64 deg od średniej z lat 1951-2019, w gridzie 62°N, 20°E (Morze Bothnia) wyższa o 1,47 deg. Wysokie wartości anomalii SST wskazują na znacznie większe od przeciętnych zasoby ciepła zakumulowane w wodach. Rozpoczęte procesy ochładzania

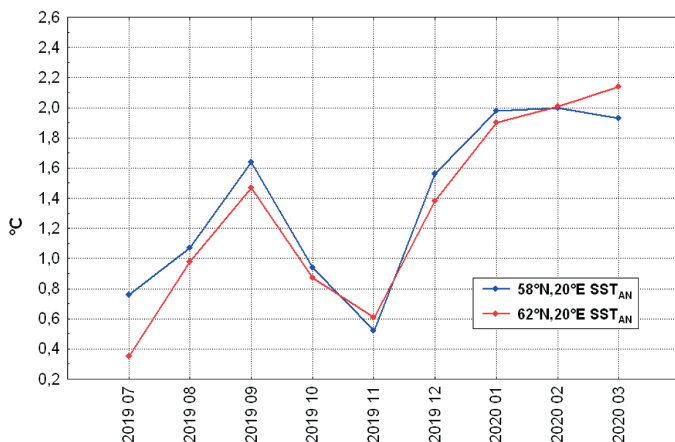


Rys. 6. Średnie miesięczne pola ciśnienia atmosferycznego (SLP) w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym w sierpniu (08), listopadzie (11) i grudniu (12) roku 2019 oraz styczniu (01), lutym (02) i marcu (03) 2020 roku. Źródło map – NOAA/ESRL Physical Science Division.

Fig. 6. Monthly mean atmospheric pressure fields (SLP) in the Atlantic-European circulation sector in August (08), November (11) and December (12) 2019 and January (01), February (02) and March (03) 2020. Map source – NOAA/ESRL Physical Science Division.

powierzchni morza w październiku i listopadzie, związane ze spadkiem temperatury powietrza i wzrostem prędkości wiatru, doprowadzały stopniowo do zmniejszania się zasobów ciepła w wodach, tak, że w listopadzie anomalie te zmniejszyły się do +0,52 i +0,63 deg odpowiednio, pozostając jednak nadal dodatnie.

W listopadzie przeważała nad Bałtykiem silna cyrkulacja południkowa wnosząca powietrze z południa (rys. 6), rozwijająca się między układami niskiego ciśnienia w rejonie Wysp Brytyjskich i Morza Północnego oraz północo-zachodnich części Morza Śródziemnego, a kolejno wzmacniającym się i słabnącym wyżej znad Niziny Rosyjskiej. W związku z takim charakterem cyrkulacji temperatura powietrza nad Bałtykiem Południowym, Środkowym i Zatoką Fińską była wyższa niż przeciętnie – anomalie temperatury względem średniej listopada z lat 1951-2019 w rejonie Bornholmu (stacja Hammer Odde Fyr) wynosiły +0,6 deg, rejonie Bałtyku Środkowego (stacja Gotska Sändon) +1,3 deg, a nad Zatoką Fińską (stacja Helsinki) +0,6 deg. Jedynie na skrajnej północy Bałtyku (stacja Haparanda) temperatura listopada była nieco niższa od normy wieloletniej,



Rys. 7. Przebieg miesięcznych anomalii SST (SST_{AN}) w okresie od lipca 2019 do marca 2020 roku na akwenie Bałtyku Środkowego (grid $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST2) i Morzu Bothnia (grid $62^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST1).
 Fig. 7. The course of monthly SST anomalies (SST_{AN}) in the period from July 2019 to March 2020 in the Central Baltic Sea (grid-box $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST2) and the Bothnia Sea (grid-box $62^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST1).

tam miesięczna anomalia temperatury powietrza w listopadzie 2019 roku była równa $-1,1$ deg. Doprowadziło to w pierwszej dekadzie tego miesiąca do rozpoczęcia procesów zamarzania i tworzenia się lodów w północnym zamknięciu Zatoki Botnickiej (rejon Lulea - Torneå), w bardzo płytkiej i wysłodzonej strefie przybrzeżnej. Tym samym rozpoczął się na Bałtyku sezon lodowy. Przez pozostałą część listopada pokrywa lodowa na wodach przybrzeżnych Zatoki Botnickiej rozwijała się, ale znacznie wolniej niż przeciętnie.

Z końcem listopada charakter cyrkulacji atmosferycznej zmienił się radykalnie i rozpoczęła się bardzo intensywna cyrkulacja strefowa, typowa dla bardzo silnej dodatniej fazy NAO. Dominowały układy baryczne z wyraźnie zarysowaną strefą wysokiego ciśnienia ciągnącą się od Wyżu Azorskiego przez basen Morza Śródziemnego i Europę Południową, dalej na wschód, okresowo łączącą się z przesuniętym na południe i zachód Wyżem Rosyjskim/ Azjatyckim. Na północ od tej strefy występowały głębokie ośrodki niskiego ciśnienia, przemieszczające się od rejonu na południe od Islandii, przez środkową część Morza Norweskiego i południową część Morza Barentsa, często dochodzące nad Morze Karskie. Sytuacja taka trwała przez niemal cały grudzień, styczeń i luty, nieco osłabła dopiero w marcu (rys. 6). Nad Bałtyk w tym okresie napływało słabo przetransformowane powietrze polarne morskie znad Atlantyku, o relatywnie wysokiej temperaturze i dużej wilgotności. W najchłodniejszym miesiącu roku - lutym - anomalia temperatury powietrza nad Bałtykiem Południowym (Hammer Odde Fyr) była równa $+4,4$ deg, nad Bałtykiem Środkowym (Gotska Sändon) $+4,2$ deg, nad Zatoką Fińską (Helsinki) $+6,4$ deg, a w północnym zamknięciu Zatoki Botnickiej (Haparanda) $+4,0$ deg. Średnia temperatura powietrza w okresie zimy (12-03) niemal nad całym Bałtykiem osiągnęła również swoje historyczne maksimum.

W takich warunkach, kiedy napływające nad Bałtyk powietrze było bardzo wilgotne i cieplejsze od SST, mimo relatywnie dużej prędkości wiatru, pobór ciepła z powierzchni morza do atmosfery praktycznie ustał i jedynymi stratami ciepła były straty ciepła na wypromieniowanie. Prędkość dalszego spadku SST bardzo wyraźnie się zmniejszyła, poza obszarami już pokrytymi przez lody SST przez cały grudzień, styczeń i luty utrzymywała się powyżej temperatury krzepnięcia. Na całej powierzchni Bałtyku, za wyjątkiem akwenów zlodzonych, już w grudniu pojawiły się ponownie silne dodatnie anomalie SST (rys. 7). SST na niemal całej powierzchni Bałtyku osiągała w grudniu, styczniu, lutym i marcu wysokie, wcześniej nie notowane wartości, a średnia SST w okresie zimy także osiągnęła historyczne maksimum. Warunków dla rozwoju pokrywy lodowej na wodach Bałtyku, poza płytkimi, leżącymi w najwyższych szerokościach wodami Zatoki Botnickiej na północ od Kvarków, nie było.

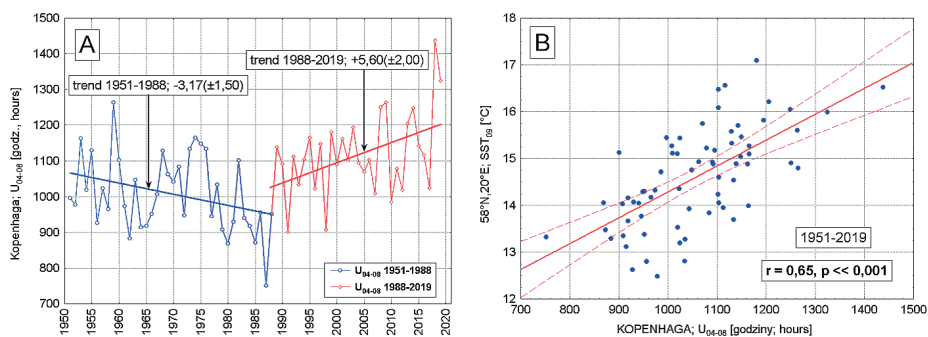
Zmiana reżimu cyrkulacji w ostatniej dekadzie marca i w kwietniu 2020 roku zahamowała dalszy wzrost temperatury powietrza, a na niektórych obszarach doprowadziła nawet do silnego spadku temperatury. Jednak wydłużanie się długości dnia, stopniowy wzrost wysokości Słońca i zwiększenie akumulacji radiacji słonecznej w wodach bez pokrywy lodowej przeciwdziałały dalszym spadkom SST, co uniemożliwiło, zwłaszcza w szerokościach większych od 63°N, rozwój procesów zlodzenia. Przez cały czas po 5 marca powierzchnia lodów na Zatoce Botnickiej powoli się zmniejszała, a 26 maja 2020 roku (FMI/SMHI Ice Chart No. 181) był ostatnim dniem sezonu lodowego w zimie 2019-2020.

Wnioski

Osiągnięcie zimą 2019-2020 historycznego minimum wartości MIE stanowi wynik ciągu procesów zmniejszania się powierzchni zlodzenia Bałtyku w ostatniej epoce cyrkulacyjnej. Od początku epoki cyrkulacyjnej W (1989-....), wraz z trwałym zwiększeniem się udziału tego makrotypu w strukturze frekwencji makrotypów, rośnie temperatura powietrza (patrz rys. 4).

W przebiegu usłonecznienia rocznego i usłonecznienia okresu „miesiący długiego dnia”²⁰ na znacznej części stacji bałtyckich pojawił się w latach 1987-1989 również „skok” w przebiegu usłonecznienia i jednocześnie po roku 1988 wystąpił dodatni trend tego elementu (rys. 8 A). Wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W rośnie usłonecznienie ($r = 0,30$, $p = 0,013$), ze wzrostem frekwencji makrotypu E usłonecznienie maleje ($r = -0,37$, $p = 0,003$; 1951-2019). Wskazuje to na związek zmian usłonecznienia ze zmianami warunków makrocyrkulacyjnych i jednocześnie wyjaśnia postępujący wzrost zasobów ciepła w wodzie oraz SST w okresie letniego nagrzewania powierzchni morza.

²⁰ Okres od kwietnia do sierpnia włącznie, kiedy długość dnia w każdej dobie wymienionych miesięcy jest dłuższa od 12 godzin.



Rys. 8. (A) Przebieg usłonecznienia „miesiący długiego dnia” (U_{04-08}) w Kopenhadze; oznaczone trendy (godz rok⁻¹) w latach 1951-1988 i 1988-2019. (B) Związek usłonecznienia okresu „miesiący długiego dnia” (U_{04-08}) w Kopenhadze z wartością miesięczną SST we wrześniu w gridzie 58°N, 20°E (Bałtyk Środkowy).

Fig. 8. (A) The sunshine duration course of the ‘long day months’ (U_{04-08} ; AMJJA) in Copenhagen; trends (hours year⁻¹) in 1951-1988 and 1988-2019 are depicted. (B) Relationship of sunshine duration of the period of ‘long day months’ (U_{04-08} ; AMJJA) in Copenhagen with the monthly SST value in September on a grid-box of 58°N, 20°E (Central Baltic).

Usłonecznienie okresu „miesiący długiego dnia” jest stosunkowo silnie i statystycznie wysoce istotnie powiązane z SST we wrześniu, czyli miesiącu, w którym po okresie letniego nagrzewania, powierzchnia morza „wchodzi” w okres zimowego wychładzania (rys. 8B). Im wyższa SST we wrześniu, tym większy zasób ciepła w wodach Bałtyku i tym samym przeciętnie wyższa SST w całym nadchodzącym okresie zimowym (12-03). Na Bałtyku Środkowym (grid 58°N, 20°E) współczynnik korelacji między SST_{09} a SST_{12-03} jest równy 0,54 ($p \ll 0,001$), na Morzu Bothnia (grid 62°N, 20°E) związek ten jest nawet nieco silniejszy ($r = 0,58$; 1951-2020).

Im większy zasób ciepła w wodach, tym przy przeciętnych warunkach poboru ciepła z powierzchni morza wydłuża się okres, po którym SST osiągnie temperaturę krzepnięcia. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej warunki poboru ciepła z powierzchni morza nie były przeciętne – uległy one zmianie w kierunku osłabienia intensywności strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Wzrost temperatury powietrza nad wodą w okresie wychładzania powierzchni morza zmniejsza pobór ciepła z powierzchni morza, spowalniając tym samym spadek SST. Pojawia się sytuacja, w której po okresie zimowego wychładzania SST jest wyższa niż w roku poprzednim i powierzchnia morza „wchodzi” w kolejny okres nagrzewania powierzchni morza z większymi zasobami ciepła.

W przypadku zwiększenia się częstości wystąpienia w przebiegu zimowej (12-03) SST takich sytuacji, pojawił się trend dodatni²¹ i coraz większa powierzchnia Bałtyku

²¹ Między SST okresu zimowego występuje statystycznie istotna autokorelacja. Na obszarze Bałtyku Środkowego (grid 58°N, 20°E; 1951-2020) w przebiegu zimowej SST autokorelacja cząstkowa z opóźnieniem 1 roku jest równa +0,350, z opóźnieniem 2-letnim +0,253. Autokorelacje cząstkowe z większym, niż 2-letnim opóźnieniem są

przez cały okres zimowy utrzymuje temperaturę wyższą od temperatury zamarzania. Tym samym, wraz z wystąpieniem dodatniego trendu średniej wartości SST z okresu zimy, w przebiegu MIE pojawia się trend ujemny, doprowadzając do względnie systematycznego zmniejszania się wartości MIE wraz z upływem czasu. Wystąpienie historycznego minimum MIE w roku 2020 nie jest jednorazowym przypadkiem spowodowanym przez „niezwykłe” czy „nietypowe” kształtowanie się warunków pogodowych w okresie zimy, lecz stanowi efekt ewolucji zimowego pola SST na Bałtyku, zachodzącej pod wpływem zmiany warunków makrocyrkulacyjnych, jaka w latach 1987-1989 zaszła w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym.

L i t e r a t u r a

- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 45 (3-4), 221-239
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., 2018, Circulation epochs based on the Vangengeim-Girs large scale patterns (1891-2010), *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica*, 17, 7-13, DOI: 10.18778/1427-9711.17.01
- Dimitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, Kosmos, plantarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polarynykh regionov, *Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg*, 358 s.
- Formela K., Marsz A.A., 2011, Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971-2009), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 189-196
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikatsii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43-47
- Girs A.A., 1974, Makrocirkulacionnyj metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 488 s.
- Girs A.A., Kondratovich K.V., 1978, Metody dolgosrochnykh prognozov pogody, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 342 s.
- Haapala J.J., Roikainen I., Schmelzer N., Sztobryn M., 2015, Recent change – Sea Ice, [w:] *The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies*, 145-153, DOI 10.1007/978-3-319-16006-1_8
- Hansson D., Omstedt A., 2008, Modelling the Baltic Sea ocean climate on centennial time scale: Temperature and sea ice, *Climate Dynamic*, 30 (7), 763-778, DOI: 10.1007/s00382-007-0321-2
- Hurrell J.W., 1995, Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation, *Science*, 269 (5224), 676-9, DOI: 10.1126/science.269.5224.676
- Jevrejeva S., Drabkin V.V., Kostjukov J., Lebedev A.A., Leppäranta M., Mironov Ye.U., Schmelzer N., Sztobryn M., 2004, Baltic Sea ice seasons in the twentieth century, *Climate Research*, 25, 217-227
- Kalnay E., Kanamsitu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., Withé G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Jankowiak J., Mo C.K., Ropelewski

nieistotne. Wskazuje to, że po wyższej SST w okresie zimowym przeciętnie SST w następnym okresie zimowym jest wyższa, niż w roku poprzednim.

- C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3), 437-471, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kosłowski G., Glaser R., 1995, Reconstruction of the ice winter severity since 1701 in the Western Baltic, *Climatic Change*, 31, 79-98, DOI: 10.1007/BF01092982
- Kosłowski G., Glaser R., 1999, Variations in reconstructed winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications from the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, 41, 175-191, DOI: 10.1023/A:1005466226797
- Koźuchowski K., 1989, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 34 (4), 427-435
- Koźuchowski K., 1993, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a główne typy cyrkulacji nad Polską, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (3-4), 241-247
- Koźuchowski K., 1994, Tendencje i wahania okresowe zlodzenia Bałtyku (1720-1992), [w:] Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych, K. Koźuchowski (red.), 159-169
- Koźuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 292 s.
- Koźuchowski K., Degirmendžić J., 2018, Zmienność form cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza, *Przegląd Geofizyczny*, 63 (1-2), 88-122
- Kraus E.B., Businger J.A., 1994, *Atmosphere-Ocean Interaction*, Oxford University Press, New York, Clarendon Press Oxford, 369 s.
- Kruszewski G., 2008, Zmiany prędkości wiatru przywodnego nad Bałtykiem w świetle danych z reanalizy NCEP/NCAR (1951-2000), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1), 27-41
- Ledovovij rezhim Baltijskogo morya, 1992, [w:] *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR*, t. 3., Baltijskoe More, vyp. 1: *Gidrometeorologicheskie usloviya*, F.S. Terziev i in. (red.), Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg, 320-332
- Lehmann A., Getzlaff K., Harlaß J., 2011, Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea sea for the period 1958 to 2009, *Climate Research*, 46, 185-196, DOI: 10.3354/cr00876
- Łomniewski K., Mańkowski W., Zaleski J., 1975, *Morze Bałtyckie*, PWN, Warszawa, 505 s.
- Makshat A.P., 1984, *Teplovoj balans arkticheskikh ldov v zimnij period*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 66 s.
- Marosz M., Koźuchowski K., 2019, Geostrophic wind variability in the 50-60°N zone over Europe: the role of mid-troposphere atmospheric circulations macro-forms, *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 16, 45-65, DOI: 10.2478/bgeo-2019-0004
- Marsz A.A., 2005a, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna, [w:] *Ekstremalne zjawiska meteorologiczne i hydrologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), PTGeof i IMGW, Warszawa, 32-52
- Marsz A.A., 2005b, Prognoza występowania w okresie zimy typów cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein związanych z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, Warszawa, 419-428

- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, [w:] NAO – Jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migala (red.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego i Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Wrocław, 31-46
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006, O „arktycznych” i „atlantyckich” mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16, 47-89
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2015, Zmienność ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej a temperatura powietrza w Polsce. Przyczynek do przejawów „monsunu europejskiego”, *Przeгляд Geofizyczny*, 60 (1-2), 3-25
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2018, Przebieg temperatury zim na obszarze Polski w latach 1720-2015, *Prace Geograficzne*, 155, 85-138, DOI: 10.4467/20833113PG.18.018.9541
- Omstedt A., Chen D., 2001, Influence of atmospheric circulation to the maximum ice extent in the Baltic Sea, *Journal of Geophysical Research. Oceans*, 106 (C3), 4493-4500, DOI: 10.1029/1999JC000173
- Omstedt A., Pettersen Ch., Rodhe J., Winsor P., 2004, Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation, *Climate Research*, 25, 205-216, DOI: 10.3354/cr025205
- Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 192 s.
- Osuchowska-Klein B., 1991, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej 1976-1990, IMGW, Warszawa, 50 s.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Yu., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkuliacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletija, *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 39, 120-131
- Seinä A., Eriksson P., Kalliosaari S., Vainio J., 2006, Ice seasons 2001-2005 in Finnish sea areas, *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 57, 100 s.
- Seinä A., Grönvall H., Kalliosaari S., Vainio J., 2001, Ice seasons 1996-2000 in Finnish sea areas, *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 43, 138 s.
- Seinä A., Kalliosaari S., 1991, Jäätalvet 1986-1990 Suomen merialueilla. Ice winters 1986-1990 along the Finnish coast, *Finnish Marine Research*, 259, 68 s.
- Seinä A., Palosuo E., 1993, Itämeren suurimpien vuotuisten jääpeitteen laajuksien luokittelu 1720-1992 – Risto Jurvan kokoaman aineiston 1720-1951 ja Merentutkimuslaitoksen jääpalvelun aineiston vuosilta 1952-1992 mukaan. [Abstract: The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1992. Based on the material collected by Risto Jurva (winters 1720-1951) and the material of the ice service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1952-1992)], *Meri*, 20, 20 s.
- Seinä A., Palosuo E., 1996, The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995, [w:] *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 27, 79-91
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA’s Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, 21 (10), 2283-2296, DOI: 10.1175/2007JCLI2100.1

- Styszyńska A., Marsz A.A., 2005, Cyrkulacyjne uwarunkowania ekstremalnego zlodzenia Bałtyku, [w:] Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red), IMGW, Warszawa, 429-440
- Tinz B., 1996, On the relation between annual maximum of ice cover in the Baltic Sea and sea level pressure as well as air temperature field, *Geophysica*, 32 (3), 319-341
- Tuomenvirta H., Derbs A., Førland E., Tveito O.E., Alexandersson H., Laursen E.V., Jónsson T., 2001, Nordklím data set 1.0., *Klíma*, DNMI, Report no. 08/01, 26 s.
- Vihma T., Haapala J., 2009, Geophysics of sea ice in the Baltic Sea; A review, *Progress in Oceanography*, 80 (3), 129-148, DOI: 10.1016/j.pocean.2009.02.002
- Wangengejm G.Ya., 1952, Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki, *Trudy AANII*, 34, 314 s.
- Zvieriev A.S., 1978, *Sinopticheskaya meteorologiya*, izd. 2, Gidrometeoizdat, Leningrad, 711 s.

S t r e s z c z e n i e

W sezonie zimowym 2019-2020 wystąpiło historyczne minimum rocznej maksymalnej powierzchni zlodzonej Bałtyku (MIE) w całym 301-letnim okresie obserwacji (1720-2020). MIE osiągnęła w tym sezonie lodowym wartość zaledwie 37 tys. km², przy średniej (1720-2019) równej 213 tys. km² i odchyleniu standardowym $\sigma = 112,9$ tys. km². W pracy rozpatruje się zespół procesów, które doprowadziły do osiągnięcia przez MIE ekstremalnie niskiej wartości. Analizę przeprowadzono dla okresu ostatnich 70 lat (1951-2020).

Główną przyczyną wystąpienia w sezonie zimowym 2019-2020 tak niskiej MIE jest zmiana reżimu cyrkulacji środkowotroposferycznej w latach 1987-1989, polegająca na przejściu epoki cyrkulacyjnej E w epokę cyrkulacyjną W. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej frekwencja makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa wzrosła znacznie powyżej wartości średnich (rys. 3). Ponieważ zmienność frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej steruje zmiennością wartości elementów klimatycznych, w tym temperaturą powietrza, usłonecznieniem, prędkością wiatru (tab. 1), zmiana frekwencji makrotypów doprowadziła do zmiany bilansu cieplnego Bałtyku. Po roku 1988 wzrosła akumulacja ciepła słonecznego w wodach Bałtyku w okresie letnim i zmniejszyły się strumienie ciepła jawnego i ciepła parowania z powierzchni Bałtyku w okresach zimowych. W efekcie tych zmian temperatura powierzchni morza (SST) systematycznie wzrastała i SST na coraz większych powierzchniach morza nie osiągała w okresach zimowych temperatury krzepnięcia. W przebiegu SST pojawił się trend dodatni i tym samym wystąpił ujemny trend w przebiegu MIE. Spowodowało to zmianę reżimu lodowego Bałtyku, w ostatniej epoce cyrkulacyjnej silnie zmniejszyła się średnia wartość MIE i znacznie wzrosła częstość występowania łagodnych sezonów lodowych, w tym sezonów ekstremalnie łagodnych (MIE < 81.0 tys. km²). Wystąpienie w okresie ostatniej zimy (DJFM; 2019-2020) bardzo silnej cyrkulacji strefowej (rys. 6), będącej skutkiem dominacji frekwencji makrotypu W (tab. 3) doprowadziło do wystąpienia bardzo silnych anomalii temperatury powietrza i anomalii SST (rys. 7), uniemożliwiających, poza skrajnymi północnymi akwenami Bałtyku (Zatoka Botnicka), rozwój zlodzenia. Wystąpienie historycznego minimum MIE w sezonie lodowym 2019-2020 stanowi wynik ewolucji pola SST Bałtyku, zachodzącej pod wpływem zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej po roku 1988.

Słowa kluczowe: Morze Bałtyckie, maksimum pokrywy lodowej, cyrkulacja atmosferyczna, klimat, temperatura powierzchni morza.

S u m m a r y

In the winter season 2019-2020, there was a historical minimum of the annual maximum ice extent (MIE) of the Baltic Sea within the entire 301-year observation period (1720-2020). In this ice season MIE reached a value of only 37,000 km², with an average (1720-2019) of 213,000 km² and standard deviation $\sigma = 112,900$ km². The paper considers the set of processes that led to the MIE reaching an extremely low value. The analysis was carried out for the last 70 years (1951-2020).

The main reason for the occurrence of such a low MIE in the winter season 2019-2020 is the change in the mid-tropospheric circulation regime in the years 1987-1989, consisting in the transition of the E circulation epoch into the W circulation epoch. In the last period of circulation epoch the frequency of the W macro-type according to the Wangengejm-Girs classification increased significantly above the mean values (Fig. 3). As the variability of the frequency of the macro-types of the mid-tropospheric circulation controls the variability of the values of climatic elements, including air temperature, sunshine duration, wind speed (Table 1), the change in the frequency of macro-types led to a change in the thermal balance of the Baltic Sea. After 1988 the accumulation of solar heat in the waters of the Baltic Sea in the Summer period increased, and the fluxes of sensible heat and the heat of evaporation from the surface of the Baltic Sea in Winter periods decreased. As a result of these changes the sea surface temperature (SST) was systematically increasing, and the SST on increasingly larger sea surfaces did not reach the freezing point in Winter. There was a positive trend in the course of SST and thus a negative trend in the course of MIE. This caused a change in the ice regime of the Baltic Sea. In the last circulation epoch the mean value of MIE decreased significantly and the frequency of mild ice seasons increased significantly, including extremely mild seasons (MIE <81,000 km²). The occurrence of a very strong zonal circulation during the last winter (DJFM; 2019-2020) (Fig. 6), resulting from the dominance of the W macro-type frequency (Table 3), led to a very strong air temperature anomalies and to the SST anomalies (Fig. 7), preventing, apart from the extremely northern waters of the Baltic Sea (Gulf of Bothnia), the development of the ice cover. The occurrence of the historical MIE minimum in the 2019-2020 ice season is the result of the evolution of the Baltic SST field, which took place as a result of the change in the nature of the atmospheric circulation after 1988.

Key words: Baltic Sea, maximum ice cover, atmospheric circulation, climate, sea surface temperature.

Anna DROŹDZIK 

UNIwersytet Rolniczy w Krakowie

**SPECYFIKA KSZTAŁTOWANIA SIĘ WARUNKÓW
TERMICZNO-TLENOWYCH W ZBIORNIKU SOLINA****THE SPECIFICITY OF THE FORMATION OF THERMAL
AND OXYGEN CONDITIONS IN THE SOLINA RESERVOIR****Wstęp**

Rozpuszczalność gazów w wodzie jest determinowana m.in. jej temperaturą. Nasylenie wody tlenem jest więc zależne od bilansu tlenowego, tj. podaży tlenu oznaczającej jego dostarczanie dzięki fotosyntezie i ruchom powietrza wywołującym falowanie oraz zużycia go podczas utleniania substancji organicznych (Radwan, Kowalczyk 1979; Dojlido 1995; Lampert, Sommer 1996; Kajak 2001; Jawecki i in. 2008; Biedka, Dzienis 2009; Kasza 2009; Kostecki 2014a; Garbacz i in. 2018). Wyższa temperatura wody oznacza niższą rozpuszczalność tlenu w wodzie (Kowal 1977; Dojlido 1995; Jawecki i in. 2008; Kasza 2009; Biedka 2013; Garbacz i in. 2018). Jednocześnie wzrost temperatury wody skutkuje wzrostem tempa przemian biochemicznych i chemicznych oraz mineralizacji substancji organicznych, a także wzrostem toksyczności substancji i wrażliwości organizmów na ich działanie (Dojlido 1995; Biedka 2013).

Zróznicowanie temperatury w pionie hydrometrycznym zbiornika wodnego oznacza istnienie układu warstw termicznych, które grupują się w trzy zasadnicze piętra: epilimnion (warstwa wody ciepłej), metalimnion (inaczej termoklina, czyli warstwa skoku termicznego o największych wraz z głębokością zmianach temperatury – nawet 2°C na 1 m głębokości) i hypolimnion (warstw wody zimnej). Uwarstwienie to nazwane zostało stratyfikacją termiczną, występuje ono latem i zimą, kiedy przy wystarczającej głębokości akwenu stagnacja wody umożliwia wytworzenie i utrzymywanie się stabilnego i trwałego gradientu temperatur (Starmach 1973; Kajak 2001; Kasza 2009; Ficek 2013). W jeziorach o małych głębokościach brak jest wyraźnej strefy wody zimnej, czyli typowego hypolimnionu. Taka struktura termiczna nazywana jest niepełną stratyfikacją (Ficek 2013). W płytkich zbiornikach możliwa jest również sytuacja okresowej stratyfikacji termicznej, co pozwolił zauważyć monitoring ciągły (Ruman i in. 2013; Absalon i in. 2014). Uwar-

stwienie termiczne może się pojawiać również w obrębie samego epilimnionu (Lampert, Sommer 1996; Dorochowicz i in. 2006). Wytworzenie się termokliny stabilizuje układ warstw termicznych, co zwykle przyczynia się do pogorszenia warunków tlenowych hypolimnionu (Rybacki i in. 2016).

Wiosną i jesienią w następstwie postępującej homotermii, czyli wyrównywania temperatury, dochodzi do cyrkulacji i wymieszania się wód akwenu z jednoczesnym równomiernym rozproszaniem zawartego w zbiorniku tlenu oraz innych substancji, w tym biogennych. Tlen zazwyczaj jest doprowadzany z warstw powierzchniowych do hypolimnionu, natomiast substancje biogenne obecne w hypolimnionie uzupełniają braki w epilimnionie (Gierszewski i in. 2015).

Epilimnion cechuje się dobrym natlenieniem, temperaturą zbliżoną do temperatury otaczającego powietrza (co jest najlepiej widoczne w czasie letniej stagnacji) i zwykle niską koncentracją substancji pokarmowych systematycznie zużywanych w procesie fotosyntezy. Wody hypolimnionu mają z kolei niską temperaturę i koncentrację tlenu (czasami występują nawet warunki beztlenowe) oraz są zasobne w substancje biogenne. W wodach naddennych i interstycjalnych wodach osadowych, w następstwie braku tlenu, pojawiają się szkodliwe i toksyczne substancje (Dojlido 1995; Kasza 2009).

Duża dynamika wód w akwenach podatnych na działanie wiatru i falowanie sprzyja powstawaniu tzw. podwójnego metalimnionu. Do tej pory jednak nie zajmowano się tym zjawiskiem, dlatego mechanizm jego powstawania nie jest dokładnie poznany (Kostecki 2014b; Gierszewski i in. 2015).

Na podstawie dynamiki przepływu wody przez zbiornik zaporowy, a także warunków sprzyjających bądź niesprzyjających wykształceniu się stratyfikacji w obrębie czaszy zbiornika, dla każdego zbiornika indywidualnie wydziela się strefę rzeczną, przejściową i jeziorną (Marzolf, Robertson 2005). Wykształcaniu się typowego uwarstwienia termicznego najbardziej sprzyja mała dynamika wód, którą obserwuje się w strefie przejściowej zbiornika. Korzystna jest tutaj także dostępność światła i składników odżywczych do produkcji substancji organicznych oraz mniejsza mętność wody wynikająca ze zredukowanej prędkości przepływu (Kasza 2009; Gierszewski i in. 2015; Szłapa 2019). Należy jednak pamiętać, że z uwagi na przepływowy charakter zbiorników zaporowych, zmienny przepływ głębinowy (przez turbiny) i duże wahania poziomu wód, warstwy termiczne nie wykształcają się tak wyraźnie jak w jeziorach (Kajak 2001; Jokiel i in. 2017). Istotne jest więc tempo wymiany wody, czyli czas retencji (Kolada i in. 2018). W zbiornikach przepływowych powyżej i poniżej zapory nie zauważa się istotnych zmian temperatury, a typowe uwarstwienie termiczne nie wykształca się (Kasza 2009). Co więcej, dopływające latem wody rzeczne są zimniejsze od zbiornikowych i dlatego przepływają one przez zbiornik warstwą o zbliżonej temperaturze i gęstości, czyli metalimnionem lub nawet hypolimnionem, co również zaburza stratyfikację (Kajak 2001).

Termika wód determinuje stopień jej nasycenia gazami, w tym tlenem (Ptak, Nowak 2016a; b), dlatego warunki termiczne i tlenowe rozpatruje się zwykle łącznie (Ptak, Nowak 2017). Krzywe zmian stężenia tlenu wraz z głębokością podczas letniej stagnacji mogą przybierać postać ortogrady, klinogrady, heterogrady dodatniej i heterogrady ujem-

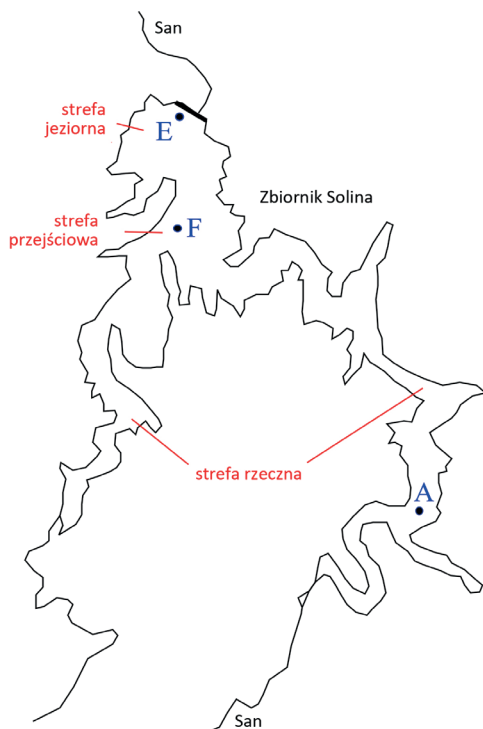
nej. Ortograda występuje w głębokich i holomiktycznych zbiornikach wodnych o niskiej produktywności (oligotroficznych), których wody są wysyczone tlenem od powierzchni do dna. Produkcja substancji organicznych jest na tyle niska, że jej rozkład odbywa się jeszcze w epilimnionie, dzięki czemu nie dochodzi do zużycia tlenu w głębszych warstwach toni wodnej. Klinograda powstaje w zbiornikach produktywnych o niskiej zawartości tlenu w hypolimnionie lub nawet jego braku, w których wraz z głębokością jego stężenie maleje. Gdy na tle klinogrady w metalimnionie widać wyraźne odchylenia stężenia tlenu, wówczas mamy do czynienia z heterogradą. Heterograda dodatnia występuje przy intensywnej fotosyntezie w metalimnionie, której następstwem jest przesylenie wody tlenem, natomiast heterograda ujemna powstaje, gdy na skutek intensywnego rozkładu materii organicznej w metalimnionie dochodzi do dużego zużycia tlenu (Lampert, Sommer 1996; Kajak 2001).

Celem badań była analiza profili termiczno-tlenowych zbiornika Solina i próba wnioskowania o ich specyfice w zbiorniku zaporowym, jako sztucznie utworzonym akwenu. Skoncentrowano się na różnicach między profilami w odniesieniu do lokalizacji punktów pomiarowo-kontrolnych (ppk) oraz terminów wykonania pomiarów. Punkty pomiarowo-kontrolne reprezentowały strefę rzeczną, przejściową i jeziorną zbiornika, natomiast terminy pomiarów obejmowały okres cyrkulacji wiosennej (homotermii) – kwiecień i okres stagnacji letniej (stratyfikacji, uwarstwienia termicznego) – sierpień.

Materiały i metody

Obiektem badawczym był zbiornik Solina. Do analiz wytypowano ppk, dla których dysponowano danymi termiczno-tlenowymi dla całego pionu hydrometrycznego w terminach umożliwiających przeprowadzenie analizy porównawczej. Dane uzyskano z Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Rzeszowie – Delegatury w Jaśle, zgromadzone w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska. Zestawienie terminów analizowanych w pracy pomiarów i oznaczeń przedstawiono w tabeli 1. Okres badawczy obejmował lata 2000-2012, jednak pomiary nie odbywały się w tym czasie w sposób regularny. Zgodnie z oznaczeniami przyjętymi przez WIOŚ w Rzeszowie analizowano następujące stanowiska pomiarowe: ppk A – w rejonie ujścia Sanu i potoku Czarny, ppk F – w rejonie Polańczyka oraz ppk E – przy zaporze. Lokalizacje ppk odpowiadały kolejno strefie rzecznej, przejściowej i jeziornej. Badania prowadzono dwa razy w roku – w kwietniu i w sierpniu, co odzwierciedlało stan homotermii wiosennej i stagnacji letniej (w przypadku ppk F jednokrotnie również w maju, lipcu i wrześniu 2012 r., przy czym profil majowy analizowano łącznie z kwietniowymi, natomiast lipcowy i wrześniowy łącznie z sierpniowymi). Równoczesne pomiary temperatury oraz tlenu odbywały się co 1 m wzdłuż pionu hydrometrycznego i zależnie od jego lokalizacji wykonywane były do głębokości: 20 m – ppk A, 25 m – ppk F, 55 m – ppk E (WIOŚ w Rzeszowie).

Zbiornik Solina odznacza się skomplikowaną morfologią. Rozczłonkowanie i wielodzielny układ misy zbiornika, a także urozmaicona linia brzegowa, utrudniają



Rys. 1. Rysunek poglądowy – kształt zbiornika Solina wraz z układem stref i zaznaczonymi ppk A, F, E.

Fig. 1. Illustrative drawing – the shape of the Solina reservoir with the zone layout and marked A, F, E mcp.

jednoznaczne wyróżnienie strefy rzecznej, przejściowej i jeziornej (Szlapa 2019). O wieloakwenowości jezior piszą też Gierszewski i in. (2015), Garbacz i in. (2018), zwracając uwagę na zróżnicowanie warunków i w pewnym stopniu autonomiczne funkcjonowanie poszczególnych akwenów. Subiektywny podział zbiornika na cztery części sugeruje jednak, że z powodu „izolacji” funkcjonują one nieco odmiennie. Zaznaczają się dwie quasi-rzeczne części, następnie część stanowiąca strefę przejściową oraz część przyzaporową jako strefa jeziorna. Warunki termiczno-tlenowe wydzielonych stref reprezentują odpowiednio: ppk A – strefę rzeczną, ppk F – strefę przejściową, ppk E – strefę jeziorną (rys. 1). Parametry morfometryczne zbiornika zestawiono w tabeli 2.

Zbiornik Solina posiada I kategorię odporności na degradację, tzn. ma wysoką odporność na oddziaływania zewnętrzne. Natomiast zlewnia zbiornika zaliczona została do 3 trzeciej grupy podatności na uruchamianie i dostawę ładunku materii do zbiornika, oznaczającą możliwość umiarkowaną. Dlatego nawet mimo dużego zalesienia zlewni (>75%) i niskiego odsetka gruntów rolniczych (około 18%), zbiornik jest realnie zagrożony degradacją (Bartoszek, Czech 2014).

Tabela 1. Zestawienie terminów analizowanych pomiarów i oznaczeń.

Table 1. List of terms of the analyzed measurements and determinations.

Seria pomiarowa	A - w rejonie ujścia Sanu i potoku Czarny (pomiar w latach 2000-2003)		F - na wysokości Polańczyka (pomiar w latach 2000-2012)		E - przy zaporze (pomiar w latach 2000-2009)	
	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)
1	2000-04-27		2000-04-26		2000-04-28	
2		2000-08-22		2000-08-23		2000-08-23
3	2001-04-10		2001-04-10		2001-04-09	
4		2001-08-21		2001-08-22		2001-08-23
5	2002-04-16		2002-04-16		2002-04-17	
6		2002-08-12		2002-08-12		2002-08-13
7	2003-04-24		2003-04-25		2003-04-25	
8		2003-08-25		2003-08-26		2003-08-26
9			2012-05-15		2004-04-20	
10				2012-07-04		2004-08-17
11				2012-08-07	2005-04-05	
12				2012-09-12		2005-08-05
13					2008-04-22	
14						2008-08-25
15					2009-04-20	
16						2009-08-17
Liczba analizowanych przypadków	cyrkulacja	stagnacja	cyrkulacja	stagnacja	cyrkulacja	stagnacja
	4	4	5	7	8	8
	8		12		16	
	36					

Wyniki i dyskusja

Procesy o charakterze fizycznym, chemicznym i biologicznym przebiegają zarówno w wodach płynących, jak i stojących, a ich charakter w każdym przypadku jest wypadkową wielu czynników. Gdy zachodzą one w warunkach zrównoważonych, tzn. żaden element geosystemu zlewni nie podlega zaburzeniom, ich kierunek i tempo prowadzą do naturalnego samooczyszczania wód (Kurzej i in. 2017).

Badania dotyczyły zbiornika zaporowego, czyli akwenu powstałego w sposób sztuczny, którego funkcjonowanie podlega kontroli i celowemu sterowaniu. Jakkolwiek sam zbiornik jest obiektem typowo antropogenicznym, to morfologia jego misy nawiązuje do naturalnej rzeźby terenu, a w jej obrębie zarysowują się cztery izolowane i odmiennie funkcjonujące akwenty. Należy jednocześnie pamiętać, że ustawodawca zaliczył zbiorniki

Tabela 2. Parametry morfometryczne zbiornika Solina (na podstawie: Drożdżik 2019).

Table 2. Morphometric parameters of the Solina reservoir (based on: Drożdżik 2019).

Parametr	Wartość
Spiętrzona rzeka	San
Kilometr biegu spiętrzonej rzeki [km]	325
Rok rozpoczęcia eksploatacji	1968
Pojemność [mln m ³]	502
Powierzchnia [ha]	2200
Głębokość średnia [m]	22
Głębokość maksymalna [m]	60
Wysokość piętrzenia [m]	58
Rodzaj zapory	betonowa
Czas retencji [doby]	299
Typ zbiornika ze względu na czas retencji	limniczny
Powierzchnia zlewni [km ²]	1174,5

zaporowe do śródlądowych wód płynących (Dz.U. 2017, poz. 1566), mimo że wykształcone w nich ekosystemy niejednokrotnie bardziej przypominają swym charakterem ekosystemy lenityczne. Kluczowe znaczenie ma więc strefowość zbiorników zaporowych i wynikający z niej faktyczny czas przebywania w nich wody (Picińska-Fałtynowicz, Błachuta 2012; Gierszewski i in. 2017; Kolada i in. 2018; Szłapa 2019).

W tabeli 3 pokazano zależności stężeń tlenu i temperatur podczas cyrkulacji (kwiecień) i stagnacji (sierpień) w poszczególnych strefach zbiornika (ppk A, F, E). Brak korelacji w kwietniu oraz korelacja na poziomie $r = 0,59$ w sierpniu w strefie jeziornej (wyraźnie niższa niż pozostałe) wynika najprawdopodobniej ze specyfiki pracy zapory – możliwości zrztutu wód głębinowych i powierzchniowych. Wysokie korelacje podczas stagnacji w ppk A i F wskazują, że zbiornik Solina jako duży akwen wodny potrafi wytworzyć i utrzymywać stabilne warunki. Powyższe korelacje potwierdzają współzależność obu parametrów oraz zasadność ich równoczesnej analizy.

Przebieg profili termiczno-tlenowych wynika z charakteru akwenu – zbiornik ma wyraźnie izolowane dwie strefy rzeczne oraz strefę przejściową i jeziorną, między którymi granica jest dużo bardziej intuicyjna. W przypadku zbiorników zaporowych wieloakwenowość jest ważna zwłaszcza z uwagi na poziomy przepływ wody (Gierszewski 2018). W zbiorniku Solina kształtuje się on zupełnie inaczej niż np. w zbiornikach Goczałkowice czy Klimkówka, wskazując na fakt, że zróżnicowanie cech morfometrycznych misy jeziornej warunkuje odmienną przebiegu procesów fizykochemicznych. W związku z wieloakwenowością zbiornika, zmiany przepływu nie wykazują cech ciągłości, a towarzyszące mu procesy – sekwencyjności.

Zestaw analizowanych danych pozwolił na diagnozę warunków termiczno-tlenowych w pionach hydrometrycznych wydzielonych stref zbiornika w warunkach homotermii wiosennej i stratyfikacji letniej, co umożliwiło uchwycenie zróżnicowania czasowo-

Tabela 3. Korelacje stężenia tlenu O_2 [$mg \cdot m^{-3}$] i temperatury T [$^{\circ}C$] w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E w czasie cyrkulacji wiosennej (kwiecień) i stagnacji letniej (sierpień) (poziom istotności $\alpha = 0,05$).

Table 3. Correlations of oxygen concentration O_2 [$mg \cdot dm^{-3}$] and temperature T [$^{\circ}C$] in the hydrometric plumb of A, F and E mcp at the time of spring circulation (April) and summer stagnation (August) (significance level $\alpha = 0.05$).

Stan mas wodnych	ppk	strefa zbiornika	współczynnik korelacji (r)
Cyrkulacja (kwiecień) - homotermia	A	rzeczna	0,56
	F	przejęciowa	0,66
	E	jeziorna	brak korelacji
Stagnacja (sierpień) - uwarstwienie termiczne	A	rzeczna	0,93
	F	przejęciowa	0,92
	E	jeziorna	0,59

Tabela 4. Typy krzywych tlenowych w zbiorniku Solina w wieloleciu 2000-2012.

Table 4. Types of oxygen curves in the Solina reservoir in the years 2000-2012.

Seria pomiarowa	A - w rejonie ujścia Sanu i potoku Czarny (pomiary w latach 2000-2003)		F - na wysokości Polarczyka (pomiary w latach 2000-2012)		E - przy zaporze (pomiary w latach 2000-2009)	
	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)	Cyrkulacja wiosenna (kwiecień)	Stagnacja letnia (sierpień)
1	O		O		O	
2		H+		H+		H+
3	K		K		K	
4		K		K		K
5	H+		O		K	
6		K		H-		H-
7	O		K		K	
8		H-		K		K
9			O		K	
10				H+		H-
11				H+	K	
12				H-		H-
13					K	
14						H-
15					O	
16						H-

Daty poszczególnych serii pomiarowych odpowiadają datom z tabeli 1.

Dates of individual measurement series correspond to the dates in table 1.

-przestrzennego. Zróżnicowanie przestrzenne temperatury i stężenia tlenu obejmowało gradienty tych parametrów w poszczególnych strefach zbiornika (ppk A, F, E) – tj. zróżnicowanie w płaszczyźnie pionowej i poziomej, natomiast zróżnicowanie czasowe obejmowało stan wód w czasie cyrkulacji wiosennej i stagnacji letniej, czyli zmienność w skali roku, a także zmiany zachodzące na przestrzeni badanych lat (w wieloleciu 2000-2012).

W tabeli 4 przedstawiono zestawienie typów krzywych tlenowych, które wytworzyły się w zbiorniku w czasie pomiarów. Jak widać miała miejsce każda z sytuacji tlenowych: wysoka zawartość tlenu i brak zmian stężenia wraz z głębokością (ortograda), wyraźnie niższa zawartość tlenu w hypolimnionie (klinograda), widoczna zmiana zawartości tlenu w metalimnionie spowodowana intensywną produkcją pierwotną (heterograda dodatnia) lub rozkładem materii organicznej (heterograda ujemna). Zaznaczyć należy, że ubytek tlenu nigdy nie wiązał się z jego deficytem i pojawieniem się warunków beztlenowych (anoksji). W latach 2000 i 2001 wystąpiły jednakowe warunki tlenowe w każdej ze stref podczas cyrkulacji i stagnacji, co świadczy o podobnym przebiegu procesów fizyczno-chemiczno-biologicznych niezależnie od strefy zbiornika. Wyniki z sierpnia (stagnacji) 2002 i 2003 r. oraz kwietnia (homotermii) 2003 r. świadczą o podobnych warunkach zaistniałych w strefie przejściowej i jeziornej. Wyrównane zawartości tlenu od powierzchni do dna (ortograda) występowały podczas cyrkulacji wiosennej. W czasie stagnacji letniej zawartość tlenu w pionach hydrometrycznych zmieniała się, a zmiany te charakteryzowała klinograda oraz heterograda dodatnia i ujemna. Brak danych monitoringowych począwszy od kwietnia 2004 r. w strefie rzecznej i przejściowej uniemożliwił dalsze porównania między strefami i prześledzenie wieloletnich zmian.

Podczas sezonu wegetacyjnego mogą pojawiać się (zwłaszcza w epilimnionie) okresy, kiedy nasycenie wody tlenem przekracza 100%. W zbiorniku Solina miało to miejsce w każdym z ppk zarówno w czasie kwietniowych, jak i sierpniowych pomiarów. Wartości przesyceń oraz głębokości do których występowały, były wyraźnie większe w okresie stagnacji w strefie przejściowej i jeziornej (ppk F nawet do 121% nasycenia i do 11 m głębokości). Może to wynikać z intensywnej fotosyntezy oraz z działania wiatru (Kowal 1977; Radwan, Kowalczyk 1979; Prus i in. 2005; Kasza 2009; Jaguś, Rzętała 2009; Bartoszek, Koszelnik 2014; Bartoszek i in. 2017). Zestawienie konkretnych terminów z wartościami i zasięgiem przesyceń zawiera tabela 5.

Na rysunku 2 przedstawiono szczegółowe wyniki pomiarów termiczno-tlenowych w poszczególnych pionach hydrometrycznych podczas homotermii wiosennej i stratyfikacji letniej. Czas występowania homotermii oraz uwarstwienia w tych samych miesiącach roku rozpatrywali również inni badacze (Radwan, Kowalczyk 1979; Gierszewski 2015; Ptań, Nowak 2016a, 2017; Gołdyn i in. 2018).

Zmiany w profilach termiczno-tlenowych podczas homotermii wiosennej (w kwietniu):

- Przebieg profilu termiczno-tlenowego związany był ściśle z terminem pomiaru i występującymi w tym czasie warunkami atmosferycznymi. W czasie homotermii wyższym temperaturom odpowiadały niższe stężenia tlenu (ppk A: 27.04.2000 r., 16.04.2002 r., ppk F: 26.04.2000 r., 16.04.2002 r., 15.05.2012 r., ppk E: 28.04.2000 r., 22.04.2008 r., 20.04.2009 r.). Brak takiej zależności wynikał z zaburzeń podczas mie-

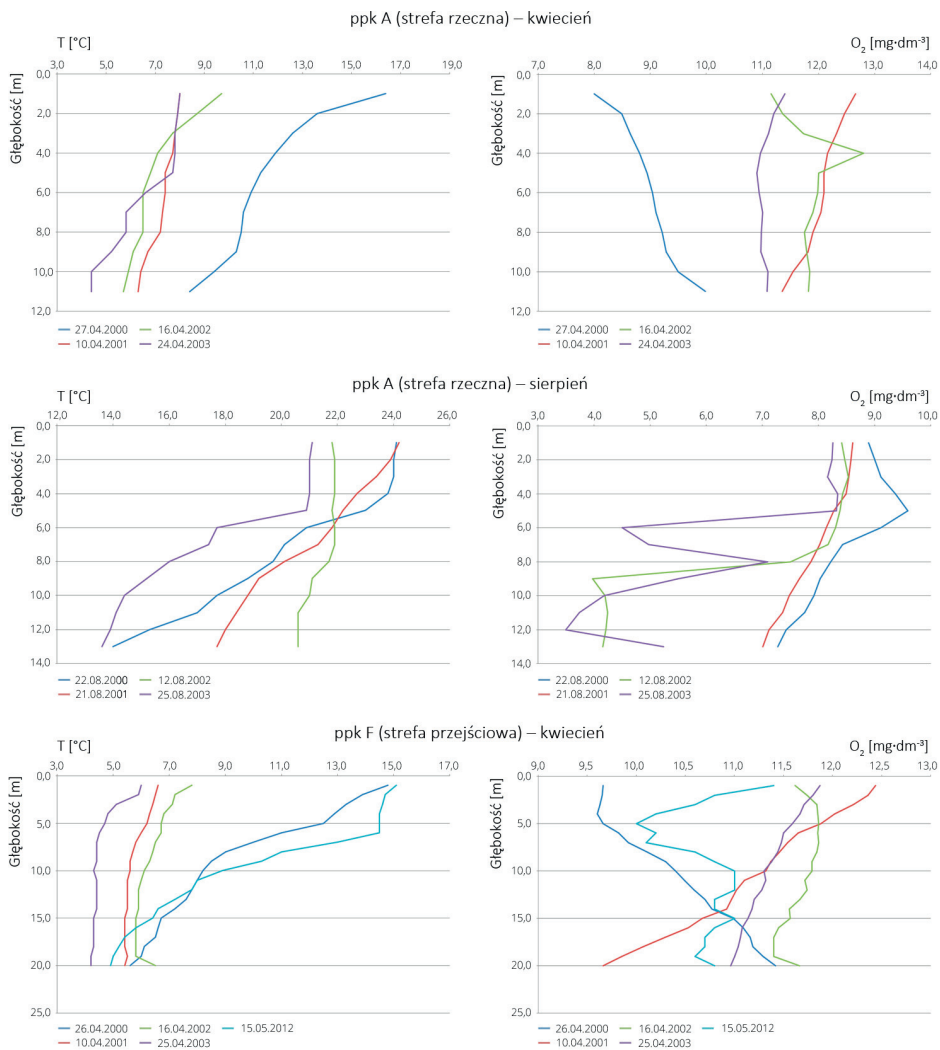
Tabela 5. Nasycenie wody tlenem przekraczające 100% w ppk A, F, E.

Table 5. The oxygen saturation of water above 100% of A, F, E mcp.

ppk	Data pomiaru	Głębokość [m]	Zakres nasycenia tlenem [%]	Średnie nasycenie tlenem [%]
A-04	2001-04-10	1-6	106,9-100,7	103,4
	2002-04-16	0,2-5	100,3-100,0	100,8
A-08	2000-08-22	1-6	106,9-102,8	108,6
	2001-08-21	1-3	103,7-101,3	102,5
	2002-08-12	0,2-6	103,4-100,1	101,9
F-04	2001-04-10	1-2	101,4-100,5	101,0
	2002-04-16	0,2	101,1	101,1
	2012-05-15	0,2-3	116,0-105,0	110,5
F-08	2000-08-23	1-5	102,8-102,2	103,0
	2001-08-22	1-4	101,0-100,0	100,5
	2002-08-12	0,2-11	118,3-107,8	117,6
	2003-08-26	0,2-5	104,3-100,3	104,1
	2012-07-04	0,2-4	114,0-102,0	112,6
	2012-08-07	0,2-6	108,0-111,0	109,9
	2012-09-12	1-9	114,0-108,0	112,2
E-04	2001-04-09	1-3	102,4-100,9	101,6
	2002-04-17	0,2-4	102,7-101,3	102,5
	2004-04-20	0,2-2	103,0-101,0	101,7
	2005-04-05	0,2-9	103,0-102,1	105,2
	2008-04-22	1-9	103,0-102,0	104,2
	2009-04-20	0,2-11	102,0-103,0	105,6
E-08	2000-08-23	1-8	103,0-103,3	103,4
	2001-08-23	1-4	101,9-100,0	101,0
	2002-08-13	0,2-9	102,9-100,1	106,3
	2003-08-26	0,2-5	105,7-103,9	103,1
	2004-08-17	4	101,0	101,0
	2005-08-05	0,2-5	104,4-102,6	105,7
	2008-08-25	0,2-6	104,0-105,0	104,3
	2009-08-17	0,2-10	111,0-103,0	108,4

szania się mas wody w czasie cyrkulacji. Wyższa temperatura związana była z pomiarami przeprowadzonymi w końcu kwietnia i jednokrotnie w maju.

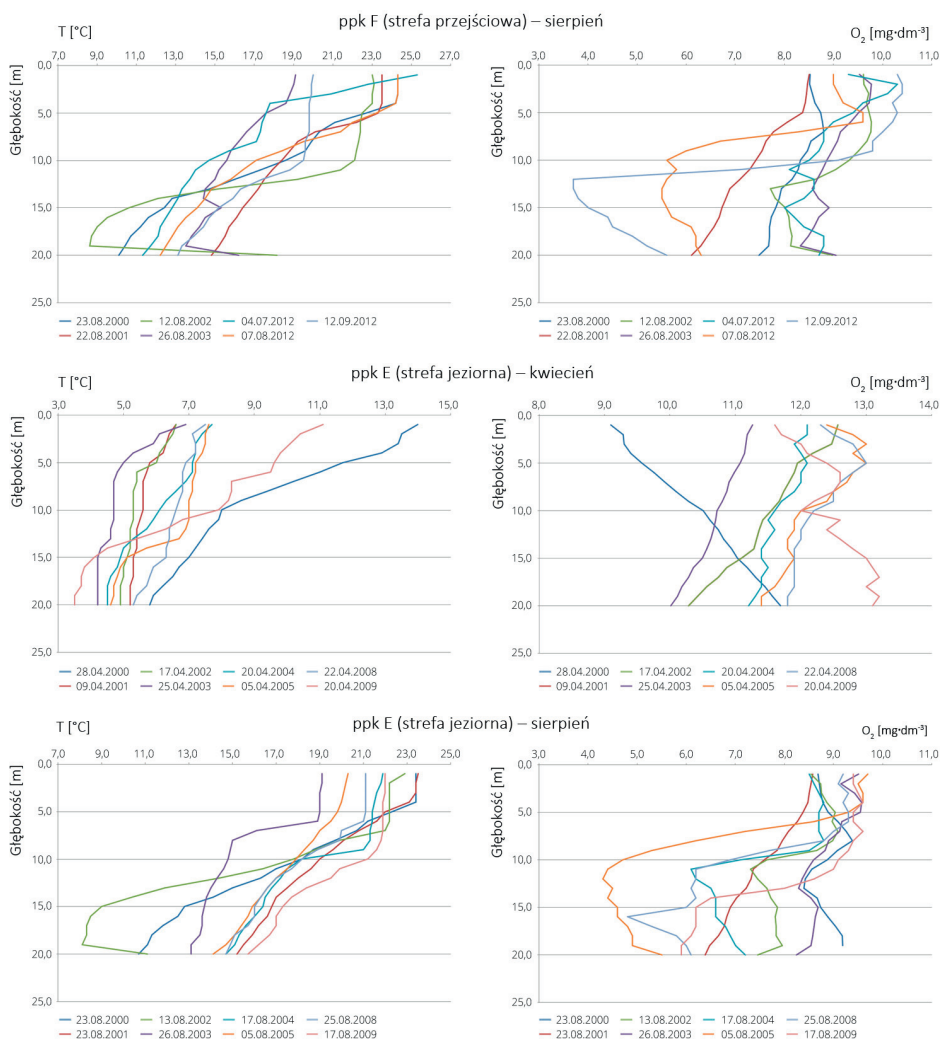
- Stężenia tlenu w strefie rzecznej (ppk A) utrzymywały się na stałym i wysokim poziomie w całym pionie hydrometrycznym (średnia to $10,9 \text{ mg O}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$), co wynikało z charakteru przepływu w tej strefie, w której występuje jeszcze ruch turbulentny, prowadzący do wyrównywania natlenienia w profilu głębokościowym. Potwierdzają to również inni badacze (Dybowska, Maciejewski 1991; Moniewski 2015; Gierszewski i in. 2017).



Rys. 2. Zmiany temperatury T [°C] i stężenia tlenu O₂ [mg · dm⁻³] w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E w czasie cyrkulacji wiosennej (kwiecień) i stagnacji letniej (sierpień).

Fig. 2. Changes in temperature T [°C] and oxygen concentration O₂ [mg · dm⁻³] in the hydrometric plumb of A, F and E mcp during the spring circulation (April) and summer stagnation (August).

- Wzrost temperatury warstwy powierzchniowej strefy przejściowej (ppk F) widoczny był do głębokości 2, 5 oraz 6 m i oznaczał początek wykształcania się epilimnionu. Średnie stężenie tlenu w pionie strefy przejściowej wynosiło 11,0 mg O₂ · dm⁻³.
- W strefie jeziornej (ppk E) nawet w warunkach homotermii występowało zróżnicowanie termiczne – widocznie cieplejsza była warstwa powierzchniowa. Na głębokościach 20-30 m temperatura stabilizowała się na poziomie około 4°C. Zawartość tlenu



Rys. 2cd. Zmiany temperatury T [°C] i stężenia tlenu O₂ [mg · dm⁻³] w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E w czasie cyrkulacji wiosennej (kwiecień) i stagnacji letniej (sierpień).

Fig. 2cont. Changes in temperature T [°C] and oxygen concentration O₂ [mg · dm⁻³] in the hydrometric plumb of A, F and E mcp during the spring circulation (April) and summer stagnation (August).

zawsze była wysoka, średnio w pionie wynosiła 11,7 mg O₂ · dm⁻³ (tylko jednokrotnie spadła poniżej 10 mg O₂ · dm⁻³ - 28.04.2000 r. w warstwie epilimnionu).

- Kilkakrotnie wystąpiła sytuacja, w której wraz z głębokością zawartość tlenu wzrastała (ppk A 27.04.2000 r., ppk F 26.04.2000 r., ppk E 28.04.2000 r.). Co prawda brak jest wyjaśnienia tego zjawiska w dostępnej literaturze (Gierszewski i in. 2015), jednak w badanym zbiorniku stan ten dotyczy tylko okresu cyrkulacji (kwiecień) we wszyst-

kich ppk w 2000 r., co może świadczyć o uchwyceniu w pomiarach stanu dobrego wymieszania wód i natlenienia hypolimnionu.

Zmiany w profilach termiczno-tlenowych podczas stagnacji letniej (w sierpniu):

- W okresie stagnacji letniej w zdecydowanej większości przypadków występowało wyraźne uwarstwienie termiczne. Zmiany termiki wraz z głębokością miały różny przebieg, niemniej warstwy termiczne były dobrze wykształcone. Wyjątek stanowi ppk A 12.08.2002 r., gdzie pionowy brak zróżnicowania temperatury można tłumaczyć turbulentnym charakterem przepływu wody w strefie rzecznej.
- Mimo stagnacji wody i utrzymującego się stabilnego uwarstwienia nigdy nie wystąpił deficyt tlenu. Najniższe stężenia – nieco poniżej $5 \text{ mg O}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$ – zanotowano tylko w czterech przypadkach (dwukrotnie w strefie rzecznej, raz w przejściowej i raz w jeziornej). Średnie w pionie hydrometrycznym stężenia tlenu dla strefy rzecznej, przejściowej i jeziornej wyniosły odpowiednio: 6,9; 7,9; 7,5 $\text{mg O}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$. Potwierdza to wnioski innych badaczy, że zbiornik Solina mimo długiego czasu retencji (299 dni), który stwarza warunki sprzyjające wykształcaniu stabilnego uwarstwienia termicznego w strefie przejściowej i jeziornej, odznacza się dobrymi warunkami tlenowymi (Szapkowski 1995; Prus i in. 2005; Prus i in. 2006; Lewkiewicz-Małysa, Macuda 2008; Koszelnik, Bartoszek 2011; Bartoszek 2015). Rozpoznane dobre warunki tlenowe można traktować jako sprzyjające unieruchamianiu fosforu w osadach dennych. Mniejsze średnie stężenie tlenu w strefie rzecznej może wynikać z jego zużycia na rozkład materii organicznej naniesionej rzeką ze zlewni.
- Pionowa zmienność temperatury i stężenia tlenu w strefie przejściowej (ppk F) i jeziornej (ppk E) wskazuje jednoznacznie na stratyfikację termiczno-tlenową typową dla jezior, o czym piszą m.in. Kostecki (2014a); Gierszewski i in. (2015); Ptak, Nowak (2016a, b); Gołdyn i in. (2018); Goszczyński (2020).
- Według Biedki (2014) w przypadku akwenów, gdzie najwięcej biogenów pochodzi z dopływów a nie z zasilania wewnętrznego, długość okresu letniej stratyfikacji, czyli trwania stabilnych warunków termiczno-tlenowych, ma mniejsze znaczenie w kontekście ich dostawy. Dotyczy to więc zbiornika Solina, w którym nie stwierdzono warunków beztlenowych inicjujących mechanizm zasilania wewnętrznego, zaś samą zlewnię zakwalifikowano do trzeciej grupy podatności na uruchamianie i dostawę materii do zbiornika. Długi czas retencji nie jest więc dodatkowym czynnikiem eutrofogennym.

Analiza współczynników zmienności obejmowała temperaturę i stężenie tlenu w czasie cyrkulacji wiosennej i stagnacji letniej w każdej ze stref zbiornika (tab. 6). Pozwoliła zauważyć rosnącą w kolejnych strefach zbiornika (od rzecznej przez przejściową do jeziornej) zmienność temperatury w pionie hydrometrycznym, zarówno w czasie homotermii (od 20,0% do 27,7%), jak i w czasie stagnacji (od 17,2% do 46,8%). W przypadku zmienności stężeń tlenu w pionie hydrometrycznym, zachodziła sytuacja odwrotna, tzn. w kolejnych strefach zbiornika zmienności malały, co znacznie wyraźniej widać w czasie stagnacji letniej (od 18,8% w strefie rzecznej do 10,6% w strefie jeziornej). Podczas cyrkulacji w strefie jeziornej wystąpiła wyższa zmienność stężenia tlenu w pionie hydro-

Tabela 6. Odchylenia standardowe (σ), średnie arytmetyczne (x) i współczynniki zmienności (V) temperatury T [$^{\circ}\text{C}$] i stężenia tlenu O_2 [$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$] w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E podczas cyrkulacji wiosennej (kwiecień) i stagnacji letniej (sierpień) w wieloleciu 2000-2012.

Table 6. Standard deviation (σ), arithmetic mean (x) and coefficient of variation (V) of temperature T [$^{\circ}\text{C}$] and oxygen concentration O_2 [$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$] in the hydrometric plumb of A, F and E mcp during the spring circulation (April) and summer stagnation (August) in the multiannual period 2000-2012.

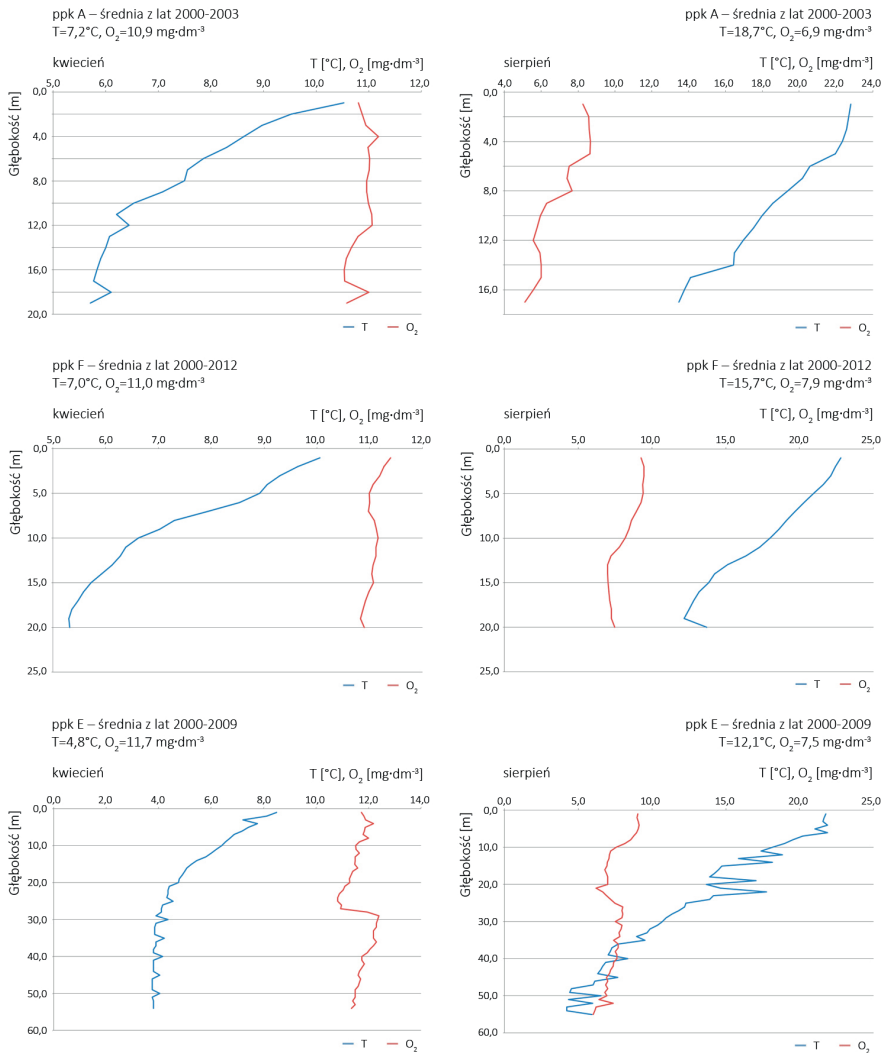
ppk	Okres badawczy	T [$^{\circ}\text{C}$]			O ₂ [$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$]		
		σ	x	V [%]	σ	x	V [%]
A-04	2000-2003	1,44	7,2	20,0	0,20	10,9	1,84
A-08	2000-2003	3,22	18,7	17,2	1,29	6,9	18,8
F-04	2000-2012	1,64	7,0	23,4	0,18	11,0	1,62
F-08	2000-2012	5,06	15,7	32,2	1,06	7,9	13,4
E-04	2000-2009	1,34	4,8	27,7	0,41	11,7	3,5
E-08	2000-2009	5,67	12,1	46,8	0,79	7,5	10,6

metrycznym (3,5%) niż w pozostałych strefach (1,84% w strefie rzecznej, 1,62% w strefie przejściowej). Dużej zmienności termicznej w strefie jeziornej podczas letniej stagnacji (46,8%) towarzyszyła mała zmienność stężenia tlenu (10,6%), wskazując że hypolimnion odznacza się dużo niższą temperaturą niż nagrany epilimnion, jest dobrze natleniony i stanowi dużą objętość wód strefy jeziornej.

Na rysunku 3 przedstawiono uśrednione dla wielolecia wartości temperatur i stężeń tlenu w pionach hydrometrycznych. Średnie kwietniowe gradienty temperatur we wszystkich ppk wskazują na zapoczątkowanie okresu ogrzewania się wody (cieńsza niż w sierpniu powierzchniowa warstwa wody cieplej). Średnie stężenia tlenu wzdłuż całego pionu hydrometrycznego utrzymywały się na zbliżonym, wysokim poziomie. Sierpniowe gradienty temperatur w strefie rzecznej (ppk A) i przejściowej (ppk F) wskazują na grubszą niż w pomiarach kwietniowych warstwę wody cieplej (epilimnion). Uwarstwienie wytworzone w strefie jeziornej (ppk E) podlega nagłym zaburzeniom wywołanym pracą zapory – woda spuszczana jest raz przelewami powierzchniowymi, raz spustami dennymi.

Analizie poddano też układ warstw termicznych wykształcających się w czasie stagnacji. Prześladowano jak kształtowały się poszczególne piętra termiczne (epi-, meta- i hypolimnion), a dokładnie jaka była ich rozpiętość oraz jakie wartości średnie temperatury i stężenia tlenu w nich występowały. Wyniki zestawiono w tabeli 7.

Średnia grubość poszczególnych warstw uzależniona była ściśle od lokalizacji ppk w zbiorniku. Zmiany termiki wskazują na wyraźne powiększanie się (wzrost rozpiętości) warstwy wody zimnej (hypolimnionu) w kolejnych strefach zbiornika (strefa rzeczna 8,8 m; przejściowa 20,0 m; jeziorna 33,9 m). We wszystkich ppk średnie grubości epilimnionu były podobne (5,4 do 6,1 m), w warstwie tej średnie temperatury były na zbliżonym poziomie (21,6 do 22,7 $^{\circ}\text{C}$). O ile dla metalimnionu poszczególnych ppk temperatury średnie (w płaszczyźnie poziomej zbiornika czyli jego kolejnych strefach) malały łagodnie (od 20,9 $^{\circ}\text{C}$ w ppk A, przez 19,4 $^{\circ}\text{C}$ w ppk F, do 17,5 $^{\circ}\text{C}$ w ppk E), to w hypolimnionie



Rys. 3. Średnie w badanym wielolecu temperatury T [°C] i stężenia tlenu O₂ [mg·dm⁻³] na poszczególnych głębokościach pionu hydrometrycznego ppk A, F i E.

Fig. 3. Mean temperature T [°C] and oxygen concentration O₂ [mg·dm⁻³] at particular depths in the hydrometric plumb of A, F, E mcp.

w związku ze znacznym zróżnicowaniem średniej grubości tej warstwy, temperatury średnie różniły się już znacznie (od 17,2°C w ppk A, przez 13,2°C w ppk F, do 10,8°C w ppk E). Średnie stężenia tlenu w poszczególnych warstwach wykazują podobną tendencję zmian w każdym ppk.

Lampert, Sommer (1996), Kajak (2001), Kasza (2009) twierdzą, że różnica temperatury między epi- i hypolimnionem podczas stagnacji może być większa niż 10°C, tymczasem

Tabela 7. Średnia rozpiętość, temperatura, stężenie tlenu oraz nasycenie wody tlenem epi-, meta- i hypolimnionu w pionie hydrometrycznym ppk A, F, E.

Table 7. Mean range, temperature, oxygen concentration and oxygen saturation of water at epi-, meta- and hypolimnion in the hydrometric plumb of A, F, E mcp.

ppk (strefa zbiornika)	warstwa*	średnia		
		rozpiętość warstwy [m]	T [°C]	O ₂ [mg·dm ⁻³]; %O ₂
A (rzeczna)	E	6,0	22,4	8,52; 100,3
	M	1,5	20,9	7,34; 84,8
	H	8,8	17,2	5,74; 60,8
F (przełściowa)	E	5,4	22,7	9,24; 108,6
	M	4,0	19,4	8,23; 91,3
	H	20,0	13,2	7,29; 70,4
E (jeziorna)	E	6,1	21,6	9,04; 104,0
	M	9,6	17,5	7,66; 81,4
	H	33,9	10,8	7,29; 66,3

*E – epilimnion, M – metalimnion, H – hypolimnion.

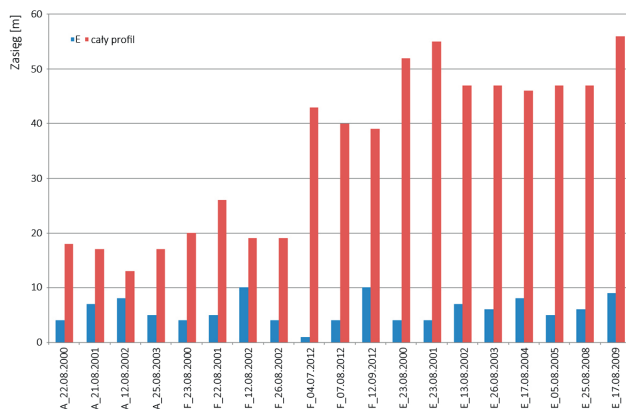
*E – epilimnion, M – metalimnion, H – hypolimnion.

Tabela 8. Różnice średniej temperatury T [°C] i średniego stężenia tlenu O₂ [mg·dm⁻³] w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E.Table 8. Differences of mean temperature T [°C] and mean oxygen concentration O₂ [mg·dm⁻³] in the hydrometric plumb of A, F, E mcp.

ppk (strefa zbiornika)	Różnica w pionie	
	T [°C]	O ₂ [mg·dm ⁻³]
A (rzeczna)	7,6	3,7
F (przełściowa)	13,6	2,4
E (jeziorna)	14,7	2,4

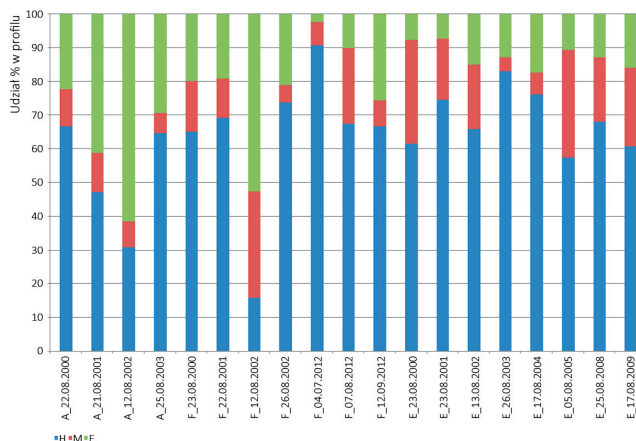
w zbiorniku Solina różnica ta sięgała nawet 14,7°C. Zmianom temperatury towarzyszyło niewielkie pionowe zróżnicowanie stężenia tlenu (do 3,7 mg O₂·dm⁻³), co świadczy o dobrych warunkach tlenowych w zbiorniku (tab. 8).

Na rysunkach 4 i 5 widać rozkład warstw termicznych w zbiorniku Solina. Zobrazowano sytuację każdego pomiaru w czasie letniej stagnacji z uwzględnieniem stref zbiornika (ppk A, F, E). Rysunek 4 przedstawia w skali bezwzględnej zasięgi poszczególnych pionów hydrometrycznych, a na tym tle zasięgi epilimnionu. Jak widać poszczególne profile głębokościowe wzrastają w miarę zbliżania się do zapory, co jest naturalną konsekwencją asymetrii przekroju podłużnego misy zbiornika (Kajak 2001; Kasza 2009). Jednocześnie jednak zasięg najbardziej nagrzewającej się warstwy – epilimnionu – utrzymuje się na zbliżonym poziomie we wszystkich ppk. Można zatem wnioskować, że przepływowość zbiornika (ruch poziomy wody) ogranicza stopień przenikania ciepła i ogrzewania się dolnych warstw wody. O wpływie stagnacji wód na absorpcję promieniowania ciepła



Rys. 4. Głębokości pionu hydrometrycznego i zasięgi epilimnionu w ppk A, F i E.

Fig. 4. The depths of the hydrometric plumb and epilimnion ranges of A, F, E mcp.



Rys. 5. Udział procentowy epi-, meta- i hypolimnionu w pionie hydrometrycznym ppk A, F i E.

Fig. 5. Percentage share of epi-, meta- and hypolimnion in the hydrometric plumb of A, F, E mcp.

nego i ogrzewanie się wody piszą m.in. Biedka, Dzienis (2009), Halaś i in. (2019). Rysunek 5 obrazuje z kolei udział procentowy poszczególnych warstw termicznych (H, M, E) w pionie hydrometrycznym. Wyraźnie widać, że warstwa wody zimnej (hypolimnion) występuje w każdym ppk zbiornika Solina, przy czym największy jego zasięg dotyczy strefy przejściowej i jeziornej.

Miejsce gwałtownych zmian temperatury w pionie oznacza występowanie warstwy metalimnionu (M), tj. skoku termicznego. Na podstawie analiz zmian temperatury w pionie każdego z ppk, określono zakres głębokościowy i grubość tej warstwy oraz średni gradient temperatury [$^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$], czyli jej spadek wraz z głębokością (tab. 9).

Uśrednienie wartości z pojedynczych pomiarów dla poszczególnych ppk pozwala zauważyć następujące prawidłowości: średnia temperatura metalimnionu w kolejnych

Tabela 9. Termiczno-głębokościowa charakterystyka metalimnionu (M).

Table 9. Thermal-depth characteristics of the metalimnion (M).

ppk (strefa zbiornika)	Data pomiaru	Temperatura średnia [°C]	Zakres temperaturowy [°C]	Gradient temperatury [°C·m ⁻¹]	Zakres głębokościowy [m]	Grubość [m]
A (rzeczna)	22.08.2000	22,6	23,8-20,9	1,45	4-6	2
	21.08.2001	20,2	21,3-19,2	1,05	7-9	2
	12.08.2002	21,4	21,7-21,1	0,60	8-9	1
	25.08.2003	19,3	20,9-17,7	3,20	5-6	1
F (przełściowa)	23.08.2000	22,1	24,2-20,3	1,30	4-7	3
	22.08.2001	21,2	23,3-19,2	1,37	5-8	3
	12.08.2002	15,7	22,1-9,5	2,10	10-16	6
	26.08.2003	18,1	18,6-17,6	1,00	4-5	1
	04.07.2012	21,7	25,3-17,8	2,50	1-4	3
	07.08.2012	19,3	24,2-14,8	1,04	4-13	9
E (jeziorna)	12.09.2012	18,0	19,5-16,3	1,07	10-13	3
	23.08.2000	16,3	23,4-10,7	0,79	4-20	16
	23.08.2001	19,8	23,1-17,0	0,61	4-14	10
	13.08.2002	14,9	22,0-8,5	1,50	7-16	9
	26.08.2003	16,7	18,9-15,0	1,95	6-8	2
	17.08.2004	19,5	21,3-17,5	1,27	8-11	3
	05.08.2005	17,0	19,8-14,1	0,38	5-20	15
	25.08.2008	18,2	21,0-16,0	0,56	6-15	9
17.08.2009	17,7	21,6-14,1	0,58	9-22	13	

strefach zbiornika malała (ppk A 20,9°C, ppk F 19,4°C, ppk E 17,5°C); towarzyszył temu malejący średni gradient temperatury metalimnionu (ppk A 1,58°C·m⁻¹, ppk F 1,48°C·m⁻¹, ppk E 0,96°C·m⁻¹); jednocześnie średnia grubość warstwy metalimnionu rosła (ppk A 1,5 m, ppk F 4,0 m, ppk E 9,6 m).

Wnioski

Analizy przeprowadzone na podstawie zgromadzonego zasobu danych, pozwoliły zauważyć następujące prawidłowości.

1. Zbiornik Solina odznacza się skomplikowaną morfologią. Rozczłonkowanie i wielodzielny układ masy świadczą o wieloakwenowości i częściowo autonomicznym funkcjonowaniu izolowanych części. Strefy rzecznej, przejściowej i jeziornej nie da się łatwo i jednoznacznie wydzielić. Przypuszczać można, że różnice warunków w poszczególnych strefach odzwierciedlają wytypowane do analiz ppk: A, F, E.
2. Specyficzna morfometria zbiornika Solina, czyli wieloakwenowość oraz strefowość wynikająca z budowy i przepływowego charakteru, wywiera istotny wpływ na róż-

- nicowanie relacji pomiędzy temperaturą wody a zawartością tlenu rozpuszczonego w wodzie.
3. Wysokie wartości współczynników korelacji stężeń tlenu i temperatur potwierdzają współzależność obu parametrów. Synchroniczna analiza warunków termicznych i tlenowych, uzasadniona wzajemną zależnością, pozwala wykazać wpływ kształtu zbiornika na dynamikę przemieszczania się mas wodnych.
 4. Wysokie średnie stężenia tlenu podczas letniej stagnacji w pionach hydrometrycznych każdej ze stref świadczą o zdolnościach zbiornika do neutralizowania dopływających zanieczyszczeń, a więc wysokiej odporności na degradację. Zaś fakt istnienia tej sytuacji na przestrzeni lat świadczy o stabilnych i zrównoważonych warunkach zlewniowych i zbiornikowych. Niższe niż w pozostałych strefach średnie stężenie tlenu w strefie rzecznej wynika m.in. z rozkładu materii organicznej przyniesionej rzeką ze zlewni.
 5. Duży zakres zmian temperatury, przy jednoczesnym małym zakresie zmian stężenia tlenu podczas letniej stagnacji w strefie jeziornej, wskazuje na hypolimnion o dużej miąższości.
 6. W warunkach wielostrefowych, rozwiniętych zbiorników przepływowych, istotną rolę w kształtowaniu korzystnego bilansu tlenowego w okresie letniej stagnacji może odgrywać hypolimnion o dużej miąższości.

Tabele i rysunki, przy których nie zamieszczono źródeł, stanowią opracowanie własne autora artykułu.

L i t e r a t u r a

- Absalon D., Kostecki M., Łaszczycza P., Matysik M., Ruman M., 2014, Ciągły monitoring automatyczny a monitoring klasyczny – alternatywa czy dopełnienie metod oceny jakości wody, *Gospodarka Wodna*, 8, 296-299
- Bartoszek L., 2015, Krążenie fosforu między wodą naddenną a osadem w ekosystemie zbiornika zaporowego Solina, *Czasopismo Inżynierii Lądowej, Środowiska i Architektury*, XXXI (62), 137-48, DOI: 10.7862/rb.2015.93
- Bartoszek L., Czech D., 2014, Podatność na degradację zbiornika zaporowego Solina, *Czasopismo Inżynierii Lądowej, Środowiska i Architektury*, XXXI (61), 35-53, DOI:10.7862/rb.2014.125
- Bartoszek L., Gruca-Rokosz R., Koszelnik P., 2017, Analiza skuteczności odmulniania zbiorników wodnych Cierpisz i Kamionka jako efektywnej metody rekultywacji ekosystemów eutroficznych, *Rocznik Ochrona Środowiska*, 19, 600-617
- Bartoszek L., Koszelnik P., 2014, Zagrożenie eutroficzne wód podkarpackich zbiorników wodnych Kamionka i Ozanna, [w:] *Zaopatrzenie w wodę, jakość i ochrona wód*, Z. Dymczewski, J. Jeż-Walkowiak (red.), PZITS O/Wielkopolski, Poznań, 213-229
- Biedka P., 2013, Wpływ zmian temperatury na przebieg procesów związanych z eutrofizacją jezior, *Ekonomia i Środowisko*, 2 (45), 242-254

- Biedka P., Dzienis L., 2009, Modelowanie zmian stężenia tlenu rozpuszczonego w wodach jezior, *Rocznik Ochrona Środowiska*, 11, 849-860
- Dojlido J.R., 1995, *Chemia wód powierzchniowych*, Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Białystok
- Dorochowicz A., Zega A.M., Łydka J., 2006, Ocena stanu czystości Jeziora Hańcza na podstawie badań z 2005 r., *Komunikat 2/2006*, Suwałki, IOŚ WIOŚ w Białymstoku, Dział Monitoringu Środowiska
- Drożdżik A., 2019, *Specyfika przebiegu eutrofizacji i kształtowania się jakości wód w zbiornikach zaporowych*, Rozprawa doktorska, WGGiIŚ AGH, Kraków
- Dynowska I., Maciejewski M. (red.), 1991, *Dorzecze górnej Wisły. Część II*, PWN, Warszawa-Kraków, 282 s.
- Dz.U. 2017, poz. 1566 ze zm., Ustawa z dnia 20 lipca 2017 r. Prawo wodne, Sejm RP, Internetowy Spis Aktów Prawnych
- Ficek D., 2013, Właściwości biooptyczne wód jezior Pomorza oraz ich porównanie z właściwościami wód innych jezior i Morza Bałtyckiego, *Rozprawy i Monografie* 23, 27-35
- Garbacz J.K., Cieściński J., Ciechalski J., Dąbkowski R., Cichowska J., 2018, Warunki termiczno-tlenowe Jeziora Charzykowskiego w latach 2014-2016, *Polish Hyperbaric Research*, 1 (62), 85-96, DOI: 10.2478/phr-2018-0007
- Gierszewski P., 2018, Hydromorfologiczne uwarunkowania funkcjonowania geosystemu Zbiornika Włocławskiego, *Prace Geograficzne IGIPZ PAN*, 268, 96-98
- Gierszewski P., Miler K., Kaszubski M., 2015, Charakterystyka stratyfikacji termicznej i chemicznej wód jeziora Ostrowite (PNBT) w roku 2015, *Journal of Education, Health and Sport*, 5 (12), 217-229, DOI: 10.5281/zenodo.35354
- Gierszewski P.J., Zakonnov V.V., Kaszubski M., Kordowski J., 2017, Transformacja właściwości wody i osadów w profilu podłużnym zbiorników zaporowych Kaskady Górnej Wołgi, *Przegląd Geograficzny* 89 (3), 391-412, DOI: 10.7163/PrzG.2017.3.3
- Gołdyn R., Messyasz B., Kowalczevska-Madura K., Cerbin S., 2018, Stan jakości wód Jeziora Durowskiego w roku 2018, *Opracowanie dla Urzędu Gminy w Wągrowcu*, Poznań
- Goszczyński J., 2020, Stan czystości Jeziora Borówno, *GIOŚ*, Bydgoszcz
- Halaś A., Czarnecka K., Piasecki K., Łaszewski M., 2019, Przestrzenne i sezonowe zróżnicowanie wybranych parametrów jakości wody w zlewni zurbanizowanej na przykładzie Potoku Służewickiego, *Przegląd Geograficzny*, 91 (1), 121-138, DOI: 10.7163/PrzG.2019.1.6
- Jaguś A., Rzętała M., 2009, Kształtowanie jakości wód zbiorników zaporowych w warunkach antropresji rolniczej, *Proceedings of ECOpole*, 3 (2), 471-476
- Jawecki B., Kowalczyk T., Malczewska B., 2008, Wpływ temperatury powietrza na natlenienie strefy eufotycznej stawu karpiego, *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 9, 195-206
- Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J., 2017, *Hydrologia Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa, 240-255
- Kajak Z., 2001, *Hydrobiologia-limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
- Kasza H., 2009, *Zbiorniki zaporowe. Znaczenie - eutrofizacja - ochrona*, Wydawnictwo Akademii Techniczno-Humanistycznej, Bielsko-Biała

- Kolada A., Pasztaleniec A., Bielczyńska A., Ochocka A., Kutyla S., Zalewska T., Panek P., 2018, Wskaźniki fizykochemiczne w ocenie stanu ekologicznego wód powierzchniowych – weryfikacja standardów środowiskowych, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Warszawa
- Kostecki M., 2014a, Changes in oxygen conditions in Pławniowice Reservoir as a result of restoration with hypolimnetic withdrawal method, *Archives of Environmental Protection*, 40, 2, 53-63
- Kostecki M., 2014b, Rekultywacja antropogenicznego zbiornika wodnego Pławniowice metodą usuwania hypolimnionu – studium limnologiczne, IPIŚ PAN, Zabrze, 60 s.
- Koszelnik P., Bartoszek L., 2011, Retencja związków biogenych w zbiornikach zaporowych górnego Sanu, [w:] *Turystyka wiejska, ochrona środowiska i dziedzictwo kulturowe Pogórza Dynowskiego*, J. Krupa, T. Soliński (red.), Związek Gmin Pogórza Dynowskiego, Dynów, 139-147
- Kowal A.L., 1977, *Technologia wody*, Arkady, Warszawa
- Kurzaj M., Wąsicki A., Susek P., 2017, Stan czystości jeziora Rudno na podstawie badań WIOŚ w Zielonej Górze zrealizowanych w latach 1991-2015, *WOŚ w Zielonej Górze*, Zielona Góra
- Lampert W., Sommer U., 1996, *Ekologia wód śródlądowych*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
- Lewkiewicz-Małysa A., Macuda J., 2008, Ocena jakości wód powierzchniowych dopływających do Zbiornika Solina, *Wiertnictwo Nafta Gaz*, 25, 2, 447-452
- Marzolf G.R., Robertson D.M., 2005, Reservoirs, [w:] *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, 4, 9, John Wiley & Sons
- Moniewski P., 2015, Rola zbiorników wodnych w kształtowaniu cech fizykochemicznych wód rzecznych na przykładzie Ciosenki, *Prace i Studia Geograficzne*, 58, 7-23
- Picińska-Fałtynowicz J., Błachuta J., 2012, Wytyczne metodyczne do przeprowadzenia monitoringu i oceny potencjału ekologicznego zbiorników zaporowych w Polsce, Wersja 2012, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Warszawa
- Prus T., Prus M., Prus P., Ozimek T., 2005, Charakterystyka ekologiczna zbiorników zaporowych Solina i Myczkowce na Sanie, [w:] *Ochrona środowiska, walory przyrodnicze i rozwój turystyki w dolinie Sanu*, II Konferencja Naukowo-Techniczna „Błękitny San”, Związek Gmin Turystycznych Pogórza Dynowskiego, 33-47
- Prus P., Prus M., Klekowski R.Z., 2006, Retencja pierwiastków biogenicznych oraz produkcja pierwotna i wtórna jako wskaźniki stabilności ekosystemu zbiorników zaporowych Solina i Myczkowce, III Konferencja Naukowo-Techniczna „Błękitny San”, Dubiecko, 21-22 kwietnia 2006, 163-183
- Ptak M., Nowak B., 2016a, Warunki termiczno-tlenowe Jeziora Białego Włodawskiego w półroczu letnim (2012-2015), *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B*, LXXI (1), 61-71, DOI: 10.17951/b.2016.71.1.61
- Ptak M., Nowak B., 2016b, Warunki termiczno-tlenowe Jeziora Lucieńskiego (centralna Polska), *Acta Geographica Silesiana*, 22, 59-64
- Ptak M., Nowak B., 2017, Charakterystyka wybranych parametrów fizyczno-chemicznych Jeziora Gostomie (Puszcza Notecka), *Badania Fizjograficzne. Seria A: Geografia Fizyczna*, (A 68), 139-148, DOI: 10.14746/bfg.2017.8.10
- Radwan S., Kowalczyk Cz., 1979, Chemizm trzech odmiennych troficznie jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio C*, XXXIV (19), 229-260

- Ruman M., Absalon D., Matysik M., 2013, Innowacyjne rozwiązania w monitoringu jakości wód powierzchniowych, [w:] *Ekoinnowacje w Polsce*, L. Woźniak, A. Kanabrocka, M. Hejduk (red.), Izba Gospodarcza „Grono Targowe Kielce”, 72-82
- Rybacki P., Ratajczak J., Osuch E., Osuch A., 2016, Analiza procesu inaktywacji jonów fosforowych w wodzie Jeziora Durowskiego, *Inżynieria Ekologiczna*, 47, 33-39, DOI: 10.12912/23920629/62844
- Starmach K., 1973, *Wody śródlądowe. Zarys hydrobiologii*, Wydanie II poprawione, Skrypt UJ, Kraków
- Szłapa M., 2019, Warunki tworzenia i zmian morfo-dynamiki cofkowej strefy zbiornika wodnego, na przykładzie zbiornika Dobczyce na rzece Rabe, *Rozprawa doktorska, WIŚPK, Kraków*
- Szpakowski J., 1995, Jakość wód ujmowanych ze zbiorników Solina i Myczkowce, *Ochrona Środowiska*, 3 (58), 29-30

S t r e s z c z e n i e

Artykuł dotyczy problematyki kształtowania się warunków termiczno-tlenowych w zbiorniku Solina. Zbiorniki zaporowe stanowią specyficzny typ akwenów, ale mimo że wykazują cechy pośrednie wód lotycznych i lenitycznych, to przez ustawodawcę zostały jednoznacznie zdefiniowane jako wody płynące. Wieloakwenowa budowa zbiornika Solina sugeruje pewną autonomiczność funkcjonowania poszczególnych części oraz brak możliwości łatwego wydzielenia strefy rzecznej, przejściowej i jeziornej. Skomplikowana morfologia wpływa na rzeczywisty czas retencji, który determinuje charakter procesów fizyczno-chemiczno-biologicznych. Roczna dynamika mas wodnych w zbiorniku obejmuje cyrkulację wód w czasie homotermii (wiosną i jesienią) i ich stagnację w czasie stratyfikacji (latem i zimą). Analiza warunków termiczno-tlenowych podczas cyrkulacji (w kwietniu) i stagnacji (w sierpniu) pozwoliła stwierdzić dobre warunki tlenowe w zbiorniku we wszystkich badanych terminach w każdej ze stref. Nigdy nie doszło do wyczerpania tlenu i powstania warunków beztlenowych. W warstwie powierzchniowej pojawiały się niejednokrotnie przesylenia wody tlenem. Zdiagnozowano każdy typ krzywej tlenowej (orto-, klino-, heterogradę dodatnią i ujemną). Warstwy termiczne były wyraźnie wykształcone, zwłaszcza w strefie przejściowej i jeziornej. Zaznaczał się głęboki hypolimnion, rosnąca ku zaporze średnia grubość metalimnionu przy jednoczesnym malejącym średnim gradiencie jego temperatury, epilimnion zaś pozostawał warstwą o zbliżonej grubości w każdej ze stref.

Słowa kluczowe: warunki termiczno-tlenowe, zbiornik Solina, pion hydrometryczny, krzywa tlenowa, warstwa termiczna.

S u m m a r y

The article deals with the issues of thermal and oxygen conditions in the Solina reservoir. Dam reservoirs are a specific type of water reservoirs because they combine the features of flowing and stagnant waters. Despite this, Polish law classifies them as inland flowing waters. The Solina reservoir is

characterized by a multi-body water structure and there is no possibility of easy and unambiguous separation of the reservoir zones (riverine zone, transitional zone and lacustrine zone). Nevertheless, selected measurement-control points included in the analysis seems to reflect spatial differences and a slight autonomy in the functioning of individual parts. The complicated structure of the reservoir affects the actual retention time, which determines the nature of the physicochemical and biological processes. The rate of water flow through the reservoir determines the absorption of solar radiation and, together with the ambient temperature, affects the temperature of the water. This, in turn, affects the solubility of oxygen in water. The annual dynamics of water masses in reservoirs of the temperate climate zone is characterized by a dimictic nature – it includes the circulation of waters during homothermia (spring and autumn) and their stagnation during stratification (summer and winter). The analysis of thermal-oxygen conditions in the Solina reservoir covered the period of circulation (April) and stagnation (August). Each type of oxygen curve was found (orthograde, clinograde, positive heterograde and negative heterograde), and the decrease in oxygen concentration was never associated with the formation of anaerobic conditions. The analysis of water saturation with oxygen allows to notice supersaturation especially in the transitional and lacustrine zone during stagnation. April measurements reflecting the state of homothermia indicate good mixing of waters and homogeneity of temperature and oxygen concentration conditions in the whole hydrometric plumb. Due to the turbulent nature of the flow, which is especially visible in the riverine zone, while in transitional and lacustrine zones, slight thermal differentiation is noticeable even then. August measurements show thermal stratification. The decrease in temperature with depth is usually accompanied by a decrease in oxygen concentration resulting from its consumption in the decomposition process. The lower average concentration of oxygen in the riverine zone results from its consumption on the decomposition of organic matter deposited by the river from the catchment area. The temperature variability in the hydrometric plumbs of successive zones of the reservoir (riverine, transitional, lacustrine) increased both during homothermia and stratification, with a simultaneous decreasing variability of oxygen concentration. The variability of both these parameters during stagnation (August) in the lacustrine zone proves a well-developed hypolimnion. All thermal layers clearly developed during the stagnation, which was best visible in the transitional zone and in the lacustrine zone. The range of the hypolimnion towards the dam increased, what is related to the increasing depth of the reservoir. The average thickness of the metalimnion also increased, while the average temperature gradient of this layer was decreasing. The surface layer of warm water – epilimnion – had a similar range in each of the zones.

Keywords: thermal-oxygen conditions, Solina reservoir, hydrometric plumb, oxygen curve, thermal layer.



3rd INTERNATIONAL CONFERENCE POLAR CLIMATE AND ENVIRONMENTAL CHANGE IN THE LAST MILLENNIUM (Toruń, 30 VIII-1 IX 2021)

Organizatorami międzynarodowej konferencji naukowej były Katedra Meteorologii i Klimatologii UMK w Toruniu, Centrum Badań Zmian Klimatu UMK, International Arctic Science Committee (IASC), Komitet Badań Polarnych PAN i Oddział Pomorski Polskiego Towarzystwa Geofizycznego. Patronat honorowy nad konferencją objęli: Rektor Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, Prezydent Miasta Torunia, Marszałek Województwa Kujawsko-Pomorskiego oraz Wojewoda Kujawsko-Pomorski. Celem konferencji była prezentacja dotychczasowego stanu wiedzy na temat zmiany klimatu i środowiska w obszarach polarnych w ostatnim tysiącleciu. Przedstawiono dotychczasowe osiągnięcia nauki w zakresie klimatologii historycznej obszarów polarnych na podstawie obserwacji i pomiarów meteorologicznych, historycznych, dendrochronologicznych, paleolimnologicznych, geofizycznych, geomorfologicznych i innych. Szczegółowa tematyka konferencji obejmowała m.in.: źródła informacji paleoklimatycznych, metody badawcze zmian klimatu w czasach historycznych, klimat obszarów polarnych w ostatnim 1000-leciu i jego zmienność, przyczyny i skutki zmian klimatu w czasach historycznych, scenariusze zmiany klimatu w obszarach polarnych w XXI wieku. Poprzednie dwie konferencje „Polar Climate and Environmental Change in the Last Millennium” odbyły się w latach 2010 i 2015 w Toruniu. Trzecia konferencja (przełożona o rok z powodu pandemii Covid-19) była kontynuacją zaproponowanych cyklicznych, odbywających się co 5 lat, spotkań naukowych w zakresie badań polarnych.

Gości Auli Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK w Toruniu przywitał Przewodniczący Komitetu Organizacyjnego Konferencji, kierownik Katedry Meteorologii i Klimatologii UMK, prof. Rajmund Przybylak. Uroczyste otwarcie konferencji zaszczytli swoją obecnością Prorektor UMK ds. Nauki, prof. Wojciech Wysota i Dziekan Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK, prof. UMK Marek Kejna.

W konferencji wzięło udział 44 naukowców z Polski i ze świata (m. in. z Belgii, Finlandii, Islandii, Kanady, Niemiec, Norwegii, Szwajcarii, Peru, Rosji, USA i Wielkiej Brytanii). Spotkanie odbyło się w trybie hybrydowym.

Pierwszego dnia (30 sierpnia) wygłoszono czternaście referatów w ramach czterech sesji tematycznych: *Modeling of the Arctic climate and Marine and land ecosystems, Glaciers*

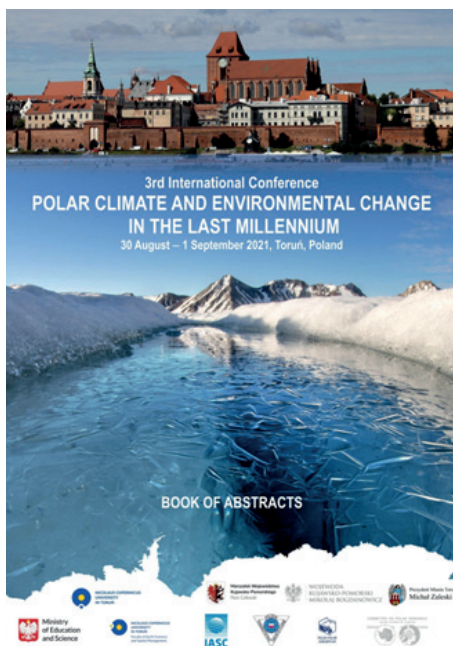


Uczestnicy konferencji przed budynkiem Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMK w Toruniu (B. Pawłowski).

Participants of the conference in front of the building of the Faculty of Geosciences and Spatial Management of the Nicolaus Copernicus University in Toruń (B. Pawłowski).

and sea-ice history, Dynamic of permafrost, Reconstruction of polar climate and environment. Poszczególne sesje referatowe w tym dniu prowadzili (kolejność chronologiczna): J. Wibię, W. Dobiński, M. Osuch i W. Ziaja. Drugiego dnia (31 sierpnia) zaprezentowano dzieięć referatów podczas jednej sesji tematycznej (podzielonej na trzy części) pt. *Polar climate changes – instrumental observations*. Sesjom referatowym w tej części przewodniczyli (kolejność chronologiczna) K. Migala, T. Niedźwiedz i S. Brönnimann. Ważnym elementem spotkania była dyskusja naukowa nad obserwowaną zmianą klimatu i jej konsekwencjami nie tylko dla obszarów polarnych, ale również dla pozostałych części świata. Ostatniego dnia (1 września) odbyła się wycieczka, podczas której uczestnicy Konferencji mieli okazję zapoznać się z historią Torunia i zwiedzić jego największe atrakcje turystyczne.

W programie każdej sesji tematycznej były referaty zamawiane. Zadaniem ich autorów było przedstawienie syntetycznego podsumowania stanu wiedzy na temat jednego ze środowisk naturalnych występujących w obszarach polarnych. W tym celu organizatorzy zaprosili kilku najlepszych specjalistów na świecie. Referaty zamawiane wygłosili: Klaus Dethloff (Niemcy) – *Arctic climate puzzle: The role of observations, weather forecast and climate models*; Wiesław Ziaja (Polska) – *Land loss and sea transgression due to recession of Arctic glaciers under contemporary climate warming*; Jari Haapala (Finlandia) – *Arctic sea ice changes – from quiet to more dynamical regime*; Ketil Isaksen (Norwegia) – *Past and recent changes in permafrost characteristics and ground temperatures in the Arctic*; Willem G.M. van der Bilt (Norwegia) – *Was Common Era glacier expansion in the Arctic Atlantic region triggered by unforced atmospheric cooling?* oraz Stefan Brönnimann (Szwajcaria) – *Data rescue and its use for climate research in recent centuries*.



Okladka Book of Abstracts konferencji Polar Climate and Environmental Change in the Last Millennium (30 VIII – 1 IX 2021, Toruń).

Book of Abstracts cover of the Polar Climate and Environmental Change in the Last Millennium Conference (August 30 – September 1, 2021, Toruń).

Konferencja została wsparta finansowo przez IASC, Ministerstwo Edukacji i Nauki, Polską Akademię Nauk, Konsorcjum Polarne i Uniwersytet M. Kopernika w Toruniu. Środki te pozwoliły m.in. na pokrycie kosztów uczestnictwa w konferencji doświadczonych badaczy, którzy zaprezentowali referaty zamawiane oraz młodych naukowców rozpoczynających swoją karierę. Na konferencję wydano Book of Abstracts – dofinansowanie na publikację uzyskano z programu „Doskonała nauka” Ministra Edukacji i Nauki.

W dyskusji podsumowującej konferencję wskazano m.in. na konieczność zwiększenia interdyscyplinarności badań w obszarach polarnych poprzez zaproszenie do współpracy badaczy z innych dziedzin nauki. W obliczu znacznych zmian globalnych, obserwowanych szczególnie silnie w Arktyce stwierdzono, iż jeszcze bardziej należałoby zintensyfikować badania w tym regionie. Organizatorzy konferencji i uczestnicy zgodnie stwierdzili, że w zakresie problematyki polarnej istnieje szereg zagadnień dyskusyjnych, a zmiany klimatyczne w polarnych ekosystemach powodują występowanie różnych zagrożeń dla środowiska. Uczestnicy poparli też ideę kontynuacji organizacji konferencji Polar Climate and Environmental Change in the Last Millennium w cyklu 5-letnim.

Andrzej Arażny, Rajmund Przybylak

INFORMACJE DLA AUTORÓW

Redakcja prosi o przestrzeganie następujących ustaleń:

1. Prace przeznaczone do druku powinny być przygotowane w edytorze tekstu MS Word z zachowaniem następujących zasad formatowania: rozmiar czcionki 12 pkt.; odstęp między wierszami 1,5. Pracę należy dostarczyć drogą elektroniczną lub wysłać pocztą tradycyjną na nośniku danych. Mile widziana wersja papierowa. Rysunki (tj. wykresy, schematy, fotografie), tabele oraz wykaz literatury powinny być zamieszczone oddzielnie. W tekście należy jedynie zaznaczyć miejsca, w których mają być zamieszczone rysunki i tabele. Formatując tekst, nie należy stosować podkreśleń, pogrubień ani rozstrzeżeń.

2. Do artykułów należy dołączyć krótkie streszczenie (ok. pół strony), zawierające istotę treści (metody i wyniki opracowania), w języku polskim i angielskim (streszczenie angielskie do 1 strony). Należy także podać w języku polskim i angielskim: tytuł artykułu, słowa kluczowe, teksty na rysunkach, podpisy pod rysunkami, tytuły i teksty w tabelach.

3. Wykaz literatury należy ułożyć alfabetycznie według nazwisk autorów, nie numerując kolejnych pozycji. Każda pozycja wykazu powinna zawierać: nazwisko i pierwszą literę imienia autora, rok wydania pracy, tytuł pracy w oryginalnym brzmieniu (przy pracach opublikowanych w czasopismach i innych wydawnictwach ciągłych należy również podać ich tytuł oraz według przyjętych skrótów serię, tom, rocznik, numer), miejsce wydania, wydawnictwo. Odnośniki do literatury zamieszczone w tekście powinny zawierać nazwisko autora i rok wydania pracy. Przy transliteracji nazwisk i tytułów pisanych cyrylicą (graždanką) należy przestrzegać zasad określonych w Polskiej Normie PN-ISO2000 Transliteracja znaków cyrylickich na znaki łacińskie.

4. Objętość artykułów nie może przekraczać 16 stron A4 z zachowaniem zasad formatowania podanych w pkt. 1.

5. Artykuły są recenzowane. Redakcja zastrzega sobie prawo dokonywania zmian i skrótów w nadsyłanych tekstach.

6. Rysunki nie powinny przekraczać rozmiarów 12 cm × 16 cm i powinny być dostarczane także w postaci osobnych plików graficznych (z rozszerzeniem .tiff, .jpg i in.) i/lub arkuszy kalkulacyjnych. Rysunki powinny być ponumerowane i podpisane.

7. Do każdej pracy należy dołączyć formularz zgłoszeniowy – Oświadczenie, a po akceptacji artykułu do druku zgodę na przeniesienie praw autorskich na rzecz Wydawcy. Obydwa dokumenty są dostępne na stronie internetowej PTGeof.

8. Redakcja nie zwraca autorom przesłanych prac zarówno opublikowanych, jak i nieprzyjętych do druku.

9. Autorzy otrzymują wersję elektroniczną artykułu w postaci pliku .pdf.

Cena zł. 30,-
(8% VAT)

PRZEGLĄD GEOFIZYCZNY

PRENUMERATĘ PROWADZĄ:

RUCH SA

www.prenumerata.ruch.com.pl

infolinia: 22 693 70 00 lub 0 801 800 803

KOLPORTER

Prenumeratę instytucjonalną można zamawiać w oddziałach firmy Kolporter D.P. na terenie całego kraju. Informacje pod numerem infolinii 0 801 404 044 lub na stronie internetowej <http://sa.kolporter.com.pl>

GARMOND PRESS S.A.

<http://www.garmondpress.pl/prenumerata>

ISSN 0033-2135



9 770033 213005 >