

PRACE GEOGRAFICZNE

zeszyt 148, 2017, 11–32

doi: 10.4467/20833113PG.17.001.6269

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

EKSTREMALNE WARTOŚCI WSKAŹNIKÓW CHWIEJNOŚCI ATMOSFERY W POLSCE I ICH ZWIĄZEK Z MECHANIZMAMI OGRANICZAJĄCYMI ROZWÓJ KONWEKCJI

Daniel Celiński-Mysław, Angelika Palarz

Extreme values of atmospheric instability indices in Poland and their relationship with factors inhibiting the development of convection

Abstract: The primary goal of the study was to examine the temporal and spatial variability of values of selected atmospheric instability indices over Poland for the period 2005–2014. The research involved six indices most frequently applied in convection forecasting – Convective Available Potential Energy, K-Index, Lifted Index, Severe Weather Threat Index, Showalter Index and Total Totals Index. The data from three Polish upper air sounding stations (Łeba, Legionowo, Wrocław), as well as SYNOP codes on present and past weather and reports on severe meteorological phenomena from the European Severe Weather Database were used in this study. It was found that extremely high values of the selected indices were characterised by strong temporal and spatial variability. Moreover, a detailed analysis of the days when no convective events were observed, despite extreme values of instability indices, demonstrated that the occurrence of isothermal or inversion layers were the most common mechanisms inhibiting the development of severe convective phenomena. Convection was also inhibited when the area was free from an influence of atmospheric fronts, convergence zones or low-pressure troughs.

Keywords: instability indices, severe convective phenomena, convection inhibition, Poland, upper air soundings

Zarys treści: Głównym celem opracowania jest ocena czasowej i przestrzennej zmienności ekstremalnych wartości wybranych wskaźników chwiejności w Polsce w latach 2005–2014. Badania wykonano w odniesieniu do ekstremalnych wartości sześciu indeksów chwiejności – Convective Available Potential Energy, K-Index, Lifted Index, Severe Weather Threat Index, Showalter Index i Total Totals Index. Podstawę badań stanowiły dane pomiarowe z polskich stacji aerologicznych – Łeba, Legionowo, Wrocław – z lat 2005–2014. Ponadto w opracowaniu wykorzystano informacje z depesz SYNOP i raporty o groźnych zjawiskach meteorologicznych bazy European Severe Weather Database. Badania pozwoliły na rozpoznanie wyraźnej czasowej i przestrzennej zmienności ekstremalnych wartości omawianych wskaźników. Szczegółowej analizie poddano trzy dni, w których mimo ekstremalnych wartości wybranych indeksów nie wystąpiły żadne z analizowanych zjawisk konwekcyjnych. Wykazano, że hamowaniu ruchów pionowych zwykle sprzyjało występowanie warstw izotermicznych i inwersyjnych w swobodnej atmosferze. Dodatkowym czynnikiem ograniczającym rozwój konwekcji było położenie badanego obszaru poza zasięgiem oddziaływania frontów atmosferycznych, stref zbieżności lub zatok niżowych.

Słowa kluczowe: wskaźniki chwiejności, zjawiska konwekcyjne, hamowanie konwekcji, Polska, sondáže aerologiczne

Wprowadzenie

Występowanie silnych zjawisk konwekcyjnych, w szczególności burz, gradu, trąb powietrznych i gwałtownych porywów wiatru, stanowi jedno z najpoważniejszych zagrożeń naturalnych wpływających na funkcjonowanie ekosystemów i działalność człowieka (Čabajová 2011; Doswell III i in. 2012). Mimo prowadzonych od wielu lat badań zjawiska te są nadal trudne do precyzyjnego przewidywania, zwłaszcza w skali lokalnej (Rauhala, Schultz 2009). Możliwość poprawy jakości prognoz pogody, w tym głównie prognoz *nowcastingowych*, stwarza zastosowanie wskaźników chwiejności atmosfery. Opracowane w połowie XX w. indeksy stanowią nie tylko istotną zmienną synoptyczną, ale także zmienną klimatologiczną pozwalającą na określenie czasowego i przestrzennego zróżnicowania warunków potencjalnie sprzyjających rozwojowi głębokiej konwekcji (DeRubertis 2006).

Badania czasowej i przestrzennej zmienności wartości wskaźników chwiejności atmosfery były prowadzone zarówno na podstawie danych aerologicznych (DeRubertis 2006; Venkat Ratnam i in. 2013), jak i reanaliz klimatologicznych (Brooks i in. 2007; Riemann-Campe i in. 2009). Opracowania te dotyczyły przede wszystkim wskaźników najczęściej stosowanych w praktyce synoptycznej, tj. Convective Available Potential Energy – CAPE i Convective Inhibition – CIN (Blanchard 1998; Romero i in. 2007; Brooks 2009; Riemann-Campe i in. 2009). Zdecydowanie rzadziej analizie poddawano wartości wskaźników Lifted Index – LI, Severe Weather Threat Index – SWEAT, Showalter Index – SI, K-index – KI i Total Totals Index – TTI

(Siedlecki 2009; Venkat Ratnam i in. 2013). Przykładowo obszar europejski cechuje się wyraźnym cyklem rocznym oraz silnym przestrzennym zróżnicowaniem wartości wskaźników chwiejności (Romero i in. 2007; Siedlecki, Rzepa 2008; Siedlecki 2009). Zwiększony dopływ energii słonecznej i nagrzewanie powierzchni czynnej prowadzi do wzrostu wartości CAPE i spadku wartości CIN w sezonie letnim. Roczne amplitudy ich wartości rosną wraz ze wzrostem odległości od Oceanu Atlantyckiego i stopniem kontynentalizmu (Siedlecki, Rzepa 2008). Obszarem charakteryzującym się najwyższymi wartościami wskaźnika CAPE jest rejon Morza Śródziemnego, najwyższe zaś wartości wskaźników KI, SWEAT i TTI obserwuje się w Alpach i Karpatach (Siedlecki 2009).

Badania związków występowania zjawisk konwekcyjnych z wartościami wskaźników chwiejności atmosfery były podejmowane m.in. w odniesieniu do burz (Sanchez i in. 2009; Gubenko, Rubinshtein 2015), gradu (Palencia i in. 2010; Hand, Cappelluti 2011) i trąb powietrznych (Brooks i in. 2003; Romero i in. 2007). Wyznaczono szereg silnie zróżnicowanych przestrzennie wartości progowych, których przekroczenie może prowadzić do wystąpienia niebezpiecznych zjawisk pogodowych. Jednocześnie zdecydowanie rzadsze są opracowania, w których omawia się problem hamowania konwekcji uwarunkowanego przede wszystkim występowaniem warstw izotermicznych lub inwersyjnych w środkowej i górnej troposferze (Chaboureau i in. 2004; Wong, Dessler 2005; Riemann-Campe i in. 2009).

Niniejsze opracowanie stanowi kontynuację badań zmienności wartości wskaźników chwiejności atmosfery oraz przyczyn hamowania rozwoju konwekcji w troposferze. Głównym celem opracowania była ocena czasowej i przestrzennej zmienności ekstremalnych wartości wybranych indeksów w Polsce w latach 2005–2014. Dodatkowo na podstawie wybranych przypadków określono mechanizmy ograniczające rozwój zjawisk konwekcyjnych w warunkach ekstremalnych wartości wskaźników chwiejności.

Dane i metody badawcze

Badania wykonano na podstawie danych aerologicznych pozyskanych z bazy Department of Atmospheric Science University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/>, 15.02.2015). Obejmowały one wartości sześciu najczęściej stosowanych w prognozowaniu zjawisk konwekcyjnych wskaźników – CAPE, KI, LI, SWEAT, SWI i TTI, których szczegółowe opisy zestawiono w tab. 1. Do przeprowadzenia analiz wykorzystano dane pomiarowe z trzech polskich stacji aerologicznych (Legionowo, Łeba i Wrocław) z godziny 12.00 UTC. Badania obejmowały lata 2005–2014.

Zgodnie z definicją Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu – IPCC (<http://www.ipcc.ch>, 15.05.2015) zjawisko ekstremalne definiowane jest jako rzadkie

z punktu widzenia rozkładu statystycznego funkcji gęstości prawdopodobieństwa (10 lub 90 percentyli). W niniejszym opracowaniu omówione kryterium zostało dodatkowo zaostżone, a za ekstremalne wartości wskaźników chwiejności atmosfery zostały uznane odpowiednio przypadki poniżej 5 percentyla dla wskaźników LI i SWI oraz powyżej 95 percentyla dla wskaźników CAPE, KI, SWEAT i TTI. Przyjęte wartości percentyli umożliwiają analizę około 18 przypadków rocznie. Należy zaznaczyć, że na niektórych obszarach jest to zbieżne ze średnią roczną liczbą dni

Tab. 1. Interpretacja wartości wybranych wskaźników chwiejności atmosfery

Table 1. Interpretation of values of the selected instability indices

Wskaźnik niestabilności atmosfery Instability index	Interpretacja wartości wskaźnika Interpretation of index values
<p>Energia potencjalna dostępna dla konwekcji – CAPE (Moncrieff, Miller 1976)</p> $CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \left(\frac{T_{vCZ} - T_{v0}}{T_{vE}} \right) dz \left[\frac{J}{kg} \right]$ <p>g – przyspieszenie ziemskie EL – wysokość poziomu równowagi LFC – wysokość poziomu swobodnej konwekcji T_{vCZ}, T_{v0} – temperatura wirtualna cząstki i otoczenia</p>	<p>CAPE = 0 – atmosfera stabilna 0 < CAPE < 1000 – mała intensywność konwekcji 1000 < CAPE < 2500 – średnia intensywność konwekcji 2500 < CAPE < 3500 – duża intensywność konwekcji, silne prądy wstępujące CAPE > 3500 – bardzo duża intensywność konwekcji, bardzo silne prądy wstępujące</p>
<p>K-Index (George 1960):</p> $K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) [^{\circ}C]$ <p>$T_{850}, T_{700}, T_{500}$ – temperatura powietrza na poziomach 850, 700 i 500 hPa [^{\circ}C] T_{d850}, T_{d700} – temperatura punktu rosy na poziomach 850 i 700 hPa [^{\circ}C]</p>	<p>K < 20 – prawdopodobieństwo wystąpienia burz < 20% 20 < K < 25 – prawdopodobieństwo wystąpienia burz: 20%–40%, pojedyncze komórki burzowe 25 < K < 30 – prawdopodobieństwo wystąpienia burz: 41%–60%, burze rozproszone 30 < K < 35 – prawdopodobieństwo wystąpienia burz: 61–80%, rozbudowane układy burzowe K > 35 – prawdopodobieństwo wystąpienia burz: > 80%, liczne bardzo rozbudowane układy burzowe</p>
<p>Lifted Index – LI (Galway 1956):</p> $LI = T_{0500} - T_{CZ500} [^{\circ}C]$ <p>T_{0500} – temperatura otoczenia na poziomie 500 hPa [^{\circ}C] T_{CZ500} – temperatura cząstki unoszonej adiabaticznie z powierzchni Ziemi do poziomu 500 hPa [^{\circ}C]</p>	<p>LI > 0 – atmosfera stabilna 0 > LI > –3 – mała niestabilność atmosfery, małe prawdopodobieństwo wystąpienia słabych burz –3 > LI > –5 – średnia niestabilność, umiarkowane prawdopodobieństwo wystąpienia burz LI < –5 – atmosfera bardzo niestabilna, duże prawdopodobieństwo wystąpienia silnych burz</p>
<p>Showalter Index – SWI (Showalter 1953):</p> $SWI = T_{0500} - T_{CZ500} [^{\circ}C]$ <p>T_{0500} – temperatura otoczenia na poziomie 500 hPa [^{\circ}C], T_{CZ500} – temperatura cząstki unoszonej z 850 do 500 hPa [^{\circ}C]</p>	<p>SWI > 1 – burze mało prawdopodobne 1 > SWI > –2 – prawdopodobne słabe burze –2 > SWI > –3 – prawdopodobne umiarkowane i silne burze –3 > SWI > –6 – atmosfera bardzo niestabilna, warunki sprzyjające występowaniu gwałtownych burz SWI < –6 – ekstremalna niestabilność, bardzo gwałtowne burze</p>

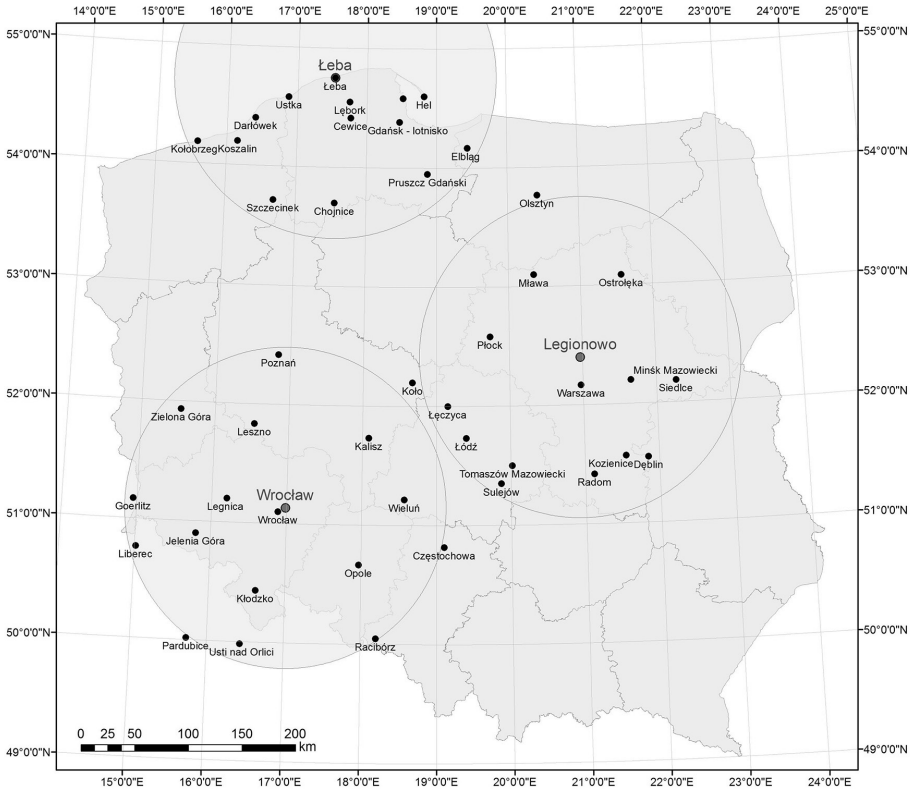
Wskaźnik niestabilności atmosfery Instability index	Interpretacja wartości wskaźnika Interpretation of index values
Total Totals Index – TTI (Miller 1972): $TTI = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500})$ T_{850}, T_{500} – temperatura powietrza na poziomach 850 i 500 hPa [°C] T_{d850} – temperatura punktu rosy na poziomie 850 [°C]	TTI < 40 – atmosfera stabilna 40 > TTI > 44 – rozwój konwekcji mało prawdopodobny 44 > TTI > 48 – rozproszone umiarkowane i silne burze 48 > TTI > 50 – lokalnie silne burze z małym gradem 50 > TTI > 55 – rozproszone silne burze, możliwe występowanie trąb powietrznych i wodnych, a także gradu TTI > 55 – liczne silne burze, możliwe występowanie trąb powietrznych i wodnych, a także gradu
Severe Weather Threat Index – SWEAT (Miller 1972): $SWEAT = 12T_{d850} + 20(TTI - 49) + 2V_{850} + V_{500} + 125(\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0.2)$ T_{d850} – temperatura punktu rosy na poziomie 850 hPa [°C] TTI – Total Totals Index [°C] V_{850}, V_{500} – prędkość wiatru na poziomach 850 i 500 hPa [kt] dd_{850}, dd_{500} – kierunek wiatru na poziomach 850 i 500 hPa [°]	SWEAT < 150 – atmosfera stabilna 150 > SWEAT > 300 – niewielkie ryzyko wystąpienia burz 300 > SWEAT > 400 – umiarkowane ryzyko wystąpienia burz, możliwe wystąpienie umiarkowanie silnych burz SWEAT > 400 – duże ryzyko wystąpienia intensywnych burz, możliwość wystąpienia trąb powietrznych

z burzą. Konsekwencją tego mogło być również uwzględnienie przypadków, gdy wartości omawianych wskaźników sugerowały możliwość wystąpienia jedynie słabych zjawisk konwekcyjnych.

Do wyselekcjonowania liczby dni, w których mimo ekstremalnych wartości omawianych wskaźników nie wystąpiły silne zjawiska konwekcyjne (burze, silne opady atmosferyczne, silny wiatr), wykorzystano depesze SYNOP z godzin 6, 9, 12, 15 i 18 UTC (<http://www.ogimet.com/>, 15.04.2015). Zanalizowano wyłącznie dane pomiarowe ze stacji meteorologicznych zlokalizowanych w promieniu do 150 km od miejsca wykonania sondażu atmosfery – było to odpowiednio 14 stacji w pobliżu Łeby, 15 stacji w pobliżu Legionowa oraz 16 stacji w pobliżu Wrocławia (ryc. 1). Dla weryfikacji otrzymanych wyników wykorzystano raporty o groźnych zjawiskach meteorologicznych z bazy European Severe Weather Database (<http://www.eswd.eu/>, 15.04.2015), a w wybranych przypadkach również dane z systemu lokalizacji wyładowań atmosferycznych (<http://www.lightningmaps.org>, 15.06.2015; <http://www.pogodynka.pl>, 15.06.2015; <http://www.wetterzentrale.de>, 15.06.2015).

Szczegółowej analizie poddano trzy z 26 wyselekcjonowanych dni, w których mimo ekstremalnych wartości omawianych wskaźników nie wystąpiły silne zjawiska konwekcyjne. Były to przypadki, w których założonym ekstremalnym wartościom energii potencjalnej dostępnej dla konwekcji (CAPE) towarzyszyły znaczące wartości energii hamującej (CIN). Dla każdej stacji aerologicznej wybrano po jednym przypadku z sezonu ciepłego. Dla określenia warunków synoptycznych kształtujących warunki

pogodowe w tych dniach zostały wykorzystane archiwalne dolne mapy synoptyczne (<http://www.knmi.nl/>, 30.06.2015) oraz mapy topografii barycznej poziomów 850 hPa i 500 hPa (<http://www.estofex.org>, 30.06.2015; <http://www.wetter3.de>, 30.06.2015).



Ryc. 1. Lokalizacja stacji aerologicznych (Legionowo, Łeba, Wrocław) i stacji synoptycznych, których dane wykorzystano w analizach

Fig. 1. Location of upper air sounding stations (Legionowo, Łeba, Wrocław) and synoptic stations used in the study

Czasowa i przestrzenna zmienność ekstremalnych wartości wskaźników chwiejności atmosfery

Convective Available Potential Energy

Ekstremalne wartości CAPE mieściły się odpowiednio w przedziale od 207 do 3025 J·kg⁻¹ we Wrocławiu, od 90 do 1721 J·kg⁻¹ w Legionowie i od 241 do 2417 J·kg⁻¹ w Łebie. Jak należało oczekiwać, najwięcej dni z najwyższymi wartościami występowało w okresie od maja do sierpnia z maksimum w lipcu – Wrocław (53) i Legionowo (58) oraz w sierpniu – Łeba (71) (ryc. 2). Wyraźne przesunięcie miesięcznego maksimum częstości występowania ekstremalnych wartości tego wskaźnika w Łebie było konsekwencją oddziaływania Morza Bałtyckiego – wolniejsze nagrzewanie powierzchni wodnej w stosunku do powierzchni lądowej. Wpływ akwenu morskiego zaznaczył się tam również w sezonie jesiennym i zimowym – wolniejsze ochładzanie akwenu i wynikający z tego częstszy napływ cieplejszego powietrza znad morza w kierunku lądu spowodował wyraźne wydłużenie okresu sprzyjającego występowaniu względnie wysokich wartości CAPE. Wartości tego wskaźnika charakteryzowały się także wyraźną zmiennością z roku na rok. Najwięcej omawianych dni wystąpiło w 2007 r. w Łebie (28), w 2012 r. w Legionowie (27), a w 2014 r. we Wrocławiu (32). Najmniej zaś w 2005 r. w Łebie (10), a w 2008 r. we Wrocławiu (3) i Legionowie (10).

Średnia z ekstremalnych wartości osiągała najwyższe wartości w czerwcu we Wrocławiu (828 J·kg⁻¹) i Łebie (462 J·kg⁻¹) oraz w lipcu w Legionowie (813 J·kg⁻¹) (ryc. 3). Ze względu na znaczną asymetrię rozkładu wartości ekstremalnych zostały wyznaczone również wartości mediany – Wrocław (czerwiec – 606 J·kg⁻¹), Łeba (czerwiec – 232 J·kg⁻¹), Legionowo (lipiec – 758 J·kg⁻¹). Absolutne maksima wartości wskaźnika CAPE wyniosły odpowiednio 3025 J·kg⁻¹ (20 czerwca 2013 r.) we Wrocławiu, 2417 J·kg⁻¹ (15 sierpnia 2010 r.) w Legionowie i 1721 J·kg⁻¹ (18 lipca 2009 r.) w Łebie.

K-Index

Ekstremalnie wysokie wartości wskaźnika K-Index wahały się od 29,6°C do 40,8°C we Wrocławiu, od 31,0°C do 38,4°C w Legionowie i od 29,2°C do 40,6°C w Łebie. Najwięcej dni z omawianymi wartościami pojawiało się w okresie od maja do września z maksimum w lipcu – Wrocław (57) i Legionowo (66) oraz w sierpniu – Łeba (56) (ryc. 2). Analogicznie do wskaźnika CAPE zaobserwowano wystąpienie wyraźnego przesunięcia miesięcznego maksimum częstości występowania ekstremalnych wartości wskaźnika K-Index w Łebie, co może być związane ze wspomnianym już wpływem Morza Bałtyckiego. Wpływ akwenu morskiego zaznaczył się tam również w sezonie jesiennym i zimowym. Także rozkład z roku na rok wskazywał na istotne

różnice w liczbie dni charakterystycznych. W badanym okresie najczęściej omawianych przypadków wystąpiło w 2011 r. w Łebie (25), a w 2014 r. we Wrocławiu (30) i w Legionowie (26). Najmniej z kolei w 2005 r. w Legionowie (9), w 2008 r. w Łebie (12) oraz w 2013 r. we Wrocławiu (10).

Średnia z ekstremalnych wartości indeksu KI w sezonie letnim cechowała się wyrównanym przebiegiem. Najwyższe wartości osiągała ona w lipcu (40,8°C we Wrocławiu, 40,6°C w Łebie i 38,4°C w Legionowie) (ryc. 3). Najwyższe miesięczne wartości mediany występowały w lipcu i wyniosły 31,7°C we Wrocławiu, 31,6°C we Łebie oraz 32,8°C w Legionowie. Absolutne maksima wartości omawianego wskaźnika wyniosły 40,8°C (20 lipca 2007 r.) we Wrocławiu, 38,4°C (6 lipca 2012 r.) w Legionowie i 40,6°C (6 lipca 2012 r.) w Łebie.

Lifted Index

Ekstremalnie niskie wartości wskaźnika Lifted Index, które utożsamiać należy z największą chwiejnością atmosfery, mieściły się w granicach od -0,8°C do -7,8°C we Wrocławiu, od -1,0°C do -7,3°C w Legionowie i od 0,2°C do -6,5°C w Łebie. Dni z omawianymi wartościami pojawiały się najczęściej w sezonie letnim z maksimum w lipcu we Wrocławiu (53) i Legionowie (61) oraz sierpniu w Łebie (61) (ryc. 2). Podobnie do analizowanych wcześniej wskaźników wyraźne przesunięcie rocznego maksimum liczby dni z ekstremalnymi wartościami indeksu LI, a także uprzywilejowanie sezonu zimowego, zaznaczyło się w Łebie. Sporadycznie dni z ekstremalnymi wartościami LI pojawiały się tam również w styczniu, grudniu i listopadzie. Wiosną najczęściej omawianych dni wystąpiło w Legionowie i Wrocławiu, jesienią zaś w pozostającej pod wpływem akwenu morskiego Łebie. Wyraźne różnice w liczbie dni charakterystycznych wykazywał także rozkład z roku na rok. W badanym okresie najczęściej omawianych przypadków wystąpiło w 2007 r. w Legionowie (28), a 2014 r. w Łebie (28) i we Wrocławiu (30). Najmniej z kolei w 2005 r. w Legionowie (11), w 2008 r. we Wrocławiu (4) oraz w latach 2005 i 2009 w Łebie (13).

Średnia z ekstremalnych wartości wskaźnika LI osiągała w maju w Legionowie -2,7°C, a w czerwcu we Wrocławiu -2,8°C (ryc. 3). W przypadku Łeby indeks LI przyjmował zbliżone wartości w okresie od maja do sierpnia i w październiku, oscylując w granicach od -1,1°C do -1,3°C. Najniższe wartości mediany wystąpiły w maju (-2,3°C) w Legionowie i w czerwcu (-2,4°C) we Wrocławiu. Wartość omawianej miary pozycyjnej dla Łeby w miesiącach od maja do sierpnia i w październiku wynosiła natomiast około -0,9°C. Absolutne minima wartości indeksu LI sięgnęły -7,8°C (20 czerwca 2013 r.) we Wrocławiu, -7,3°C (1 lipca 2012 r.) w Legionowie i -6,5°C (18 lipca 2009 r.) w Łebie.

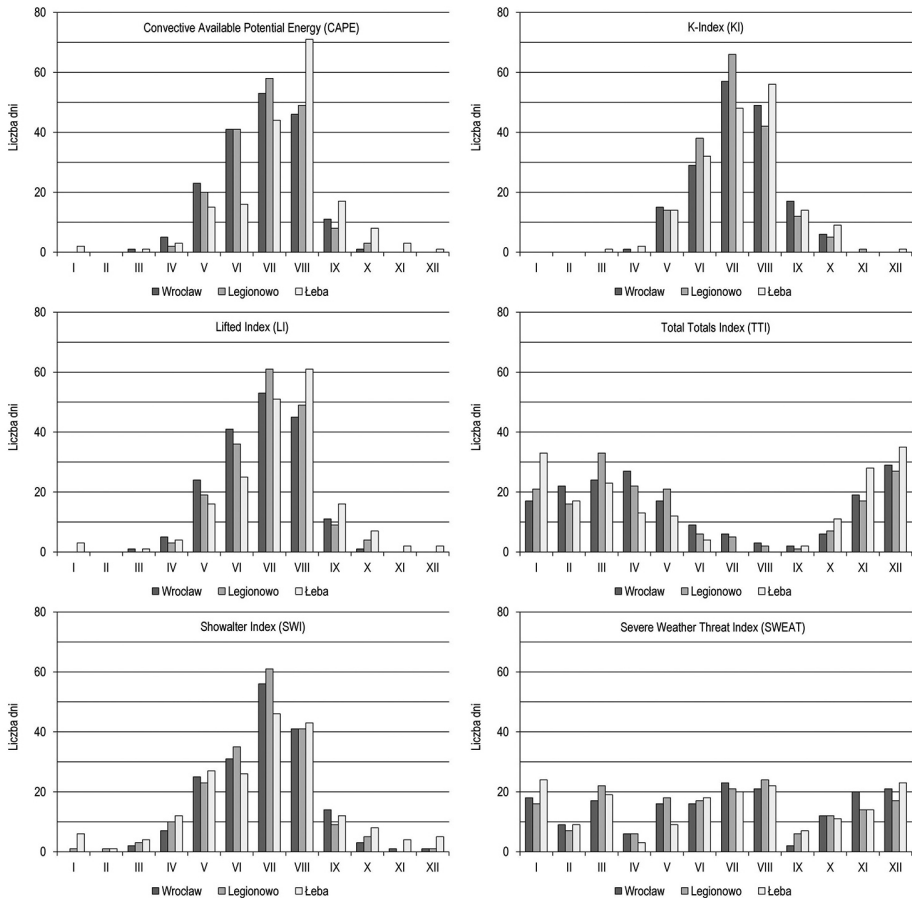
Showalter Index

Ekstremalne wartości (ekstremum dolne) wskaźnika Showalter Index, które podobnie do wskaźnika LI należy utożsamiać z warunkami najbardziej sprzyjającymi rozwojowi konwekcji, oscylowały w granicach od $1,1^{\circ}\text{C}$ do $-4,9^{\circ}\text{C}$ we Wrocławiu, od $0,5^{\circ}\text{C}$ do $-4,8^{\circ}\text{C}$ w Legionowie i od $1,5^{\circ}\text{C}$ do $-3,6^{\circ}\text{C}$ w Łebie. Dni z jego ekstremalnie niskimi wartościami najczęściej występowały w sezonie letnim z maksimum w lipcu – odpowiednio 61 dni we Wrocławiu, 56 w Legionowie i 46 w Łebie (ryc. 2). W półroczu chłodnym zaznaczało się częstsze występowanie omawianych dni w Łebie. Prawdopodobnie jest to związane ze sprzyjającymi warunkami dla rozwoju konwekcji uniesionej – napływ cieplejszego i wilgotnego powietrza znad morza ponad wychłodzoną przyziemną warstwę powietrza. Wskaźnik ten charakteryzował się wyraźną zmiennością z roku na rok. Najwięcej dni charakterystycznych wystąpiło w 2007 r. w Łebie (25) i w Legionowie (26), a w 2014 r. we Wrocławiu (24). Najmniej z kolei w 2005 r. w Legionowie (12), w 2008 r. w Łebie (10) oraz w 2013 r. we Wrocławiu (33).

Obliczona dla przyjętych ekstremów średnia indeksu SWI osiągała najniższe wartości w czerwcu we Wrocławiu ($-0,6^{\circ}\text{C}$). W przypadku Legionowa zbliżonymi wartościami cechował się okres od maja do sierpnia (około $-0,9^{\circ}\text{C}$), a w Łebie okres od maja do sierpnia i październik (od $-1,1^{\circ}\text{C}$ do $-1,3^{\circ}\text{C}$) (ryc. 3). Najniższe wartości mediany wystąpiły we Wrocławiu w czerwcu ($-0,3^{\circ}\text{C}$), w Legionowie w sierpniu ($0,8^{\circ}\text{C}$) i w Łebie w maju ($0,26^{\circ}\text{C}$). Absolutne minima wartości wskaźnika SWI wyniosły $-4,9^{\circ}\text{C}$ (29 lipca 2005 r.) we Wrocławiu, $-4,5^{\circ}\text{C}$ (6 lipca 2012 r.) w Legionowie i $-3,6^{\circ}\text{C}$ (18 lipca 2009 r.) w Łebie.

Total Totals Index

Ekstremalne wartości wskaźnika TTI mieściły się w przedziale od $52,8^{\circ}\text{C}$ do $61,9^{\circ}\text{C}$ we Wrocławiu, od $53,7^{\circ}\text{C}$ do $62,5^{\circ}\text{C}$ w Legionowie i od $54,0^{\circ}\text{C}$ do $63,3^{\circ}\text{C}$ w Łebie. Liczba dni z takimi wartościami cechowała się wyraźnym uprzywilejowaniem okresu zimowego i wiosennego. Najczęściej występowały one w kwietniu (27) i grudniu (29) we Wrocławiu, w marcu (33) i grudniu (27) w Legionowie oraz w styczniu (33) i grudniu (35) w Łebie (ryc. 2). Odmienny przebieg roczny wskaźnika TTI w stosunku do pozostałych indeksów wynika ze sposobu jego obliczania uwzględniającego wartości temperatury powietrza na poziomach izobarycznych 850 i 500 hPa i temperatury punktu rosy na poziomie izobarycznym 850 hPa. Wskaźnik ten osiąga najwyższe wartości przy występowaniu dużego gradientu obu charakterystyk w pionowym przekroju atmosfery, co w strefie klimatu umiarkowanego jest związane najczęściej z pojawianiem się głębokiej doliny geopotencjału i towarzyszącemu jej silnemu prądowi strumieniowemu. Warunki takie sprzyjają adwekcji chłodnego i suchego

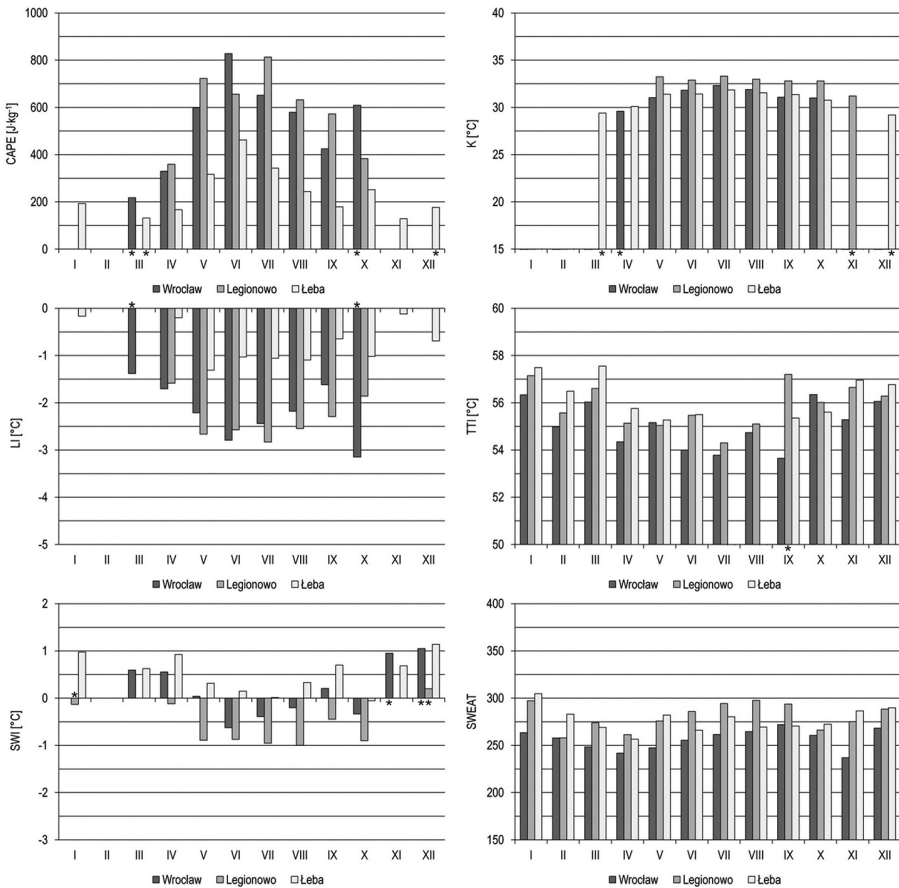


Ryc. 2. Roczny przebieg liczby dni z ekstremalnymi wartościami wybranych wskaźników chwiejności atmosfery w latach 2005–2014 w Legionowie, Łebie i Wrocławiu

Fig. 2. Annual course of days with extreme values of the selected instability indices in the period 2005–2014 in Legionowo, Łeba and Wrocław

powietrza na poziomie 500 hPa. Znaczne różnice widoczne są także w rozkładzie z roku na rok. W badanym okresie najczęściej omawianych dni charakterystycznych wystąpiło w 2005 r. w Legionowie (25), w 2007 r. w Łebie (31), a w 2008 r. we Wrocławiu (27). Najmniej zaś w 2014 r. w Legionowie (9), Łebie (12) i we Wrocławiu (11).

Średnia z ekstremalnych wartości wskaźnika TTI na wszystkich trzech stacjach aerologicznych cechowała się wyrównanym przebiegiem rocznym i wahała się w gra-



Ryc. 3. Przebieg roczny średniej z ekstremalnych wartości wybranych wskaźników chwiejności atmosfery w latach 2005–2014 w Legionowie, Łebie i Wrocławiu (* – jeden przypadek w miesiącu)
 Fig. 3. Annual course of mean calculated from the extreme values of the selected instability indices in the period 2005–2014 in Legionowo, Łeba and Wrocław (* – one case a month)

nicach od $54,0^{\circ}\text{C}$ do $57,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 3). Wyjątek stanowiła stacja w Łebie, gdzie w lipcu i sierpniu nie zostały osiągnięte wartości ekstremalne. Najwyższe wartości mediany wynosiły $56,4^{\circ}\text{C}$ w październiku we Wrocławiu, $56,4^{\circ}\text{C}$ w styczniu w Legionowie i $57,6^{\circ}\text{C}$ w marcu w Łebie. Absolutne maksima wartości indeksu TTI wyniosły $61,9^{\circ}\text{C}$ (24 stycznia 2005 r.) we Wrocławiu, $62,5^{\circ}\text{C}$ (6 grudnia 2013 r.) w Legionowie i $63,3^{\circ}\text{C}$ (22 listopada 2008 r.) w Łebie.

Severe Weather Threat Index

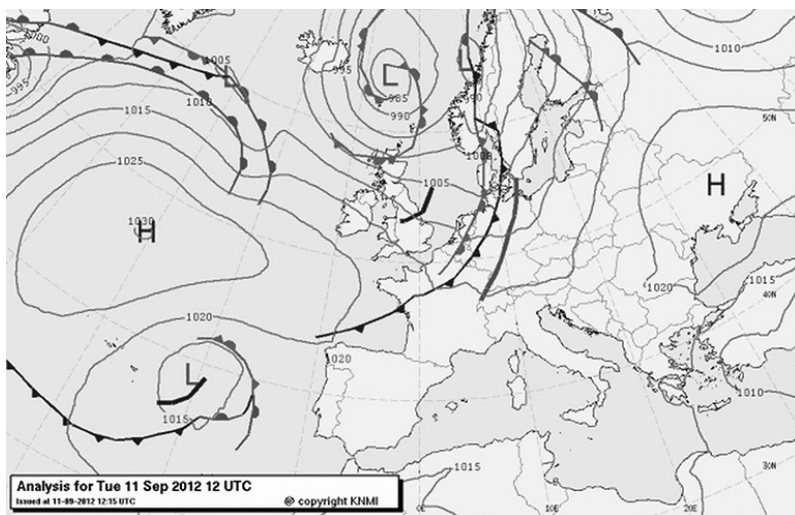
Ekstremalne wartości (ekstremum górne) wskaźnika SWEAT mieściły się w przedziale od 217,0 do 424,1 we Wrocławiu, od 233,5 do 423,5 w Legionowie oraz od 237,4 do 410,3 w Łebie. Liczba dni z omawianymi wartościami progowymi wykazywała najbardziej wyrównany przebieg roczny spośród wszystkich analizowanych wskaźników (ryc. 2). Najmniejszą liczbą dni charakterystycznych cechowały się przejściowe pory roku, w szczególności kwiecień i wrzesień. Najczęściej natomiast występowały one w miesiącach charakteryzujących się dużą chwiejnością termodynamiczną, tj. w czerwcu, lipcu i sierpniu, oraz dużymi uskokami wiatru – w grudniu, styczniu i marcu. Wskaźnik ten charakteryzował się także wyraźną zmiennością z roku na rok. Najwięcej omawianych dni wystąpiło w 2007 r. w Łebie (27), w Legionowie (24) i we Wrocławiu (28). Najmniej zaś w 2006 r. w Legionowie (13), w 2010 r. w Łebie (9) oraz w 2013 r. we Wrocławiu (12).

Średnia z ekstremalnych wartości wskaźnika SWEAT cechowała się wyrównanym przebiegiem rocznym i wahała się od 237,0 (listopad) do 272,0 (wrzesień) we Wrocławiu; od 258,0 (luty) do 298,6 (sierpień) w Legionowie; i od 256,4 (kwiecień) do 304,7 (styczeń) w Łebie (ryc. 3). Absolutne maksima wartości indeksu SWEAT wyniosły 424,1 (6 grudnia 2013 r.) we Wrocławiu, 423,5 (6 grudnia 2013 r.) w Legionowie i 410,3 (20 grudnia 2014 r.) w Łebie.

Mechanizmy ograniczające rozwój konwekcji w warunkach ekstremalnych wartości wskaźników chwiejności – analiza przypadków

Legionowo, 11 września 2012

Obszar Europy Środkowej znajdował się pod wpływem odsuwającego się na wschód układu wyżowego z centrum na pograniczu Ukrainy i Rosji. Blokował on swobodne przemieszczanie się głębokiego ośrodka niskiego ciśnienia w kierunku wschodnim (ryc. 4). Związana z tym niżem przedfrontowa strefa konwergencji wolno się przesuwała, docierając nad obszar Mazowsza dopiero 12 września około godziny 3.00 UTC. Oznacza to, że 11 września środkowa Polska pozostawała poza zasięgiem oddziaływania wielkoskalowych mechanizmów wspomagających rozwój konwekcji, tj. frontów atmosferycznych lub stref konwergencji. Jednocześnie czynnikiem potencjalnie sprzyjającym rozwojowi komórek burzowych była wysoka temperatura powietrza – temperatura maksymalna wynosiła od 28,0°C do 31,0°C. Rozwój zjawisk konwekcyjnych został jednak zahamowany m.in. ze względu na bardzo niską



Ryc. 4. Mapa synoptyczna dolna, 11 września 2012 r., godz. 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/dagegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)

Fig. 4. MSL pressure map, 11 September 2012, 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/dagegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)

wilgotność względną powietrza, która w godzinach od 12.00 do 15.00 UTC nie przekraczała 40%.

Wszystkie rozpatrywane indeksy chwiejności atmosfery charakteryzowały się stosunkowo wysokimi wartościami – jedynie wskaźnik TTI nie osiągnął wartości ekstremalnych mimo że wskazywał on na możliwość wystąpienia rozproszonych i silnych burz. Pozostałe wskaźniki informowały o występowaniu znacznej ilości energii dostępnej dla konwekcji CAPE oraz dużym prawdopodobieństwie wystąpienia rozbudowanych układów konwekcyjnych K Index. Również wskaźniki LI i SWI przyjmowały wartości znacznie poniżej zera, co wskazywało na występowanie dużej chwiejności w dolnej troposferze. Ponadto znacznymi wartościami charakteryzowały się wskaźniki SBCAPE oraz DCAPE, który sugerował występowanie korzystnych warunków do rozwoju silnych prądów zstępujących (tab. 2).

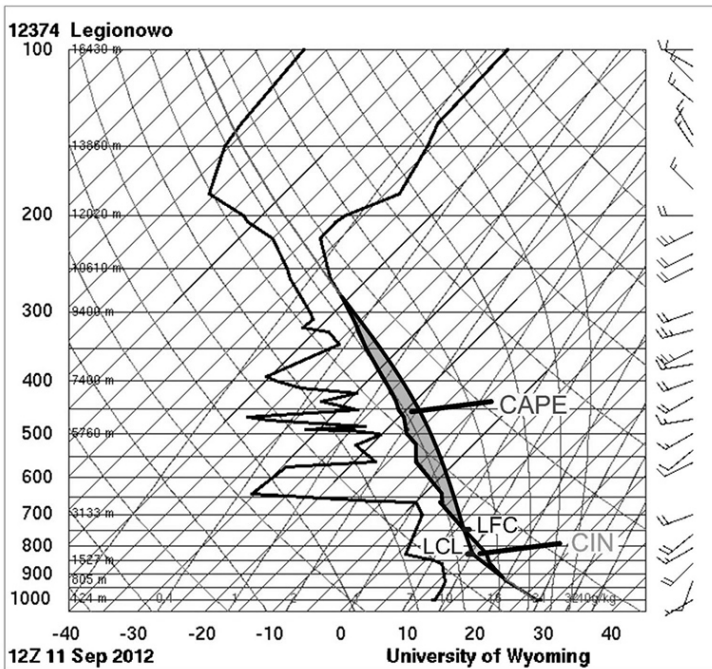
Kolejnym czynnikiem ograniczającym rozwój silnych zjawisk konwekcyjnych było występowanie między poziomami 900 i 750 hPa warstwy hamującej, która była związana z utrzymującą się na wysokości od 1500 do 1800 m warstwą izotermiczną oraz napływem bardziej suchych mas powietrza w dolnej troposferze (ryc. 5). Konsekwencją tego była znaczna ilość dostępnej energii hamującej – wskaźnik CIN sięgał $-70 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Dodatkowo wysoko położony – na wysokości ok. 2000 m – poziom

Tab. 2. Wartości wskaźników chwiejności atmosfery

Table 2. Values of the in stability indices

	Wskaźnik Index	Miejscowość, data i godzina sondażu Place, date and time of the upper air sounding		
		Legionowo 11 .09.2012 12.00 UTC	Łeba 25.08. 2011 12.00 UTC	Wrocław 17.08.2006 12.00 UTC
Wskaźniki termodynamiczne Thermodynamic indices	CAPE [J·kg ⁻¹]	610	160	299
	SBCAPE* [J·kg ⁻¹]	540	270	320
	CIN* [J·kg ⁻¹]	-69	-111	-22
	SBCIN* [J·kg ⁻¹]	-50	-90	-10
	LI [°C]	-3,5	-0,1	-0,6
	K Index [°C]	32,9	29,5	30,9
	SWI [°C]	-1,3	2,9	0,9
	TTI [°C]	53,4	44,2	47,2
	DCAPE* [J·kg ⁻¹]	900	390	590
Wskaźniki kinematyczne Kinematic indices	0–3 km shear* [m·s ⁻¹]	8,6	7,9	6,2
	0–6 km shear* [m·s ⁻¹]	6,7	13,6	8,8
Parametry kompozytowe Composite parameters	SWEAT Index	280,4	138,7	152,1
	DCP*	0,2	0,1	0,1

* **SBCAPE** (*Surface-Based CAPE*) – energia dostępna dla konwekcji cząstki unoszonej z powierzchni ziemi; **CIN** (*Convective Inhibition*) – energia hamująca konwekcję; **SBCIN** (*Surface-Based CIN*) – energia hamująca konwekcję dla cząstki unoszonej z powierzchni Ziemi; **DCAPE** (*downdraft CAPE*) – energia potencjalna prądów zstępujących; 0–3 km shear – *uskok* wiatru z dolnych 3 km troposfery; 0–6 km shear – *uskok* wiatru z dolnych 6 km troposfery; **DCP** (*derecho composite parameter*) – parametr określający prawdopodobieństwo wystąpienia zjawiska derecho
wartości pogrubione – wartości wskaźników przekraczających 5 bądź 95 percentyl



Ryc. 5. Sondaż aerologiczny, 11 września 2012 r., Legionowo, 12.00 UTC (<http://weather.uwo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

Fig. 5. Upper air sounding plot, 11 September 2012 r., Legionowo, 12.00 UTC (<http://weather.uwo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

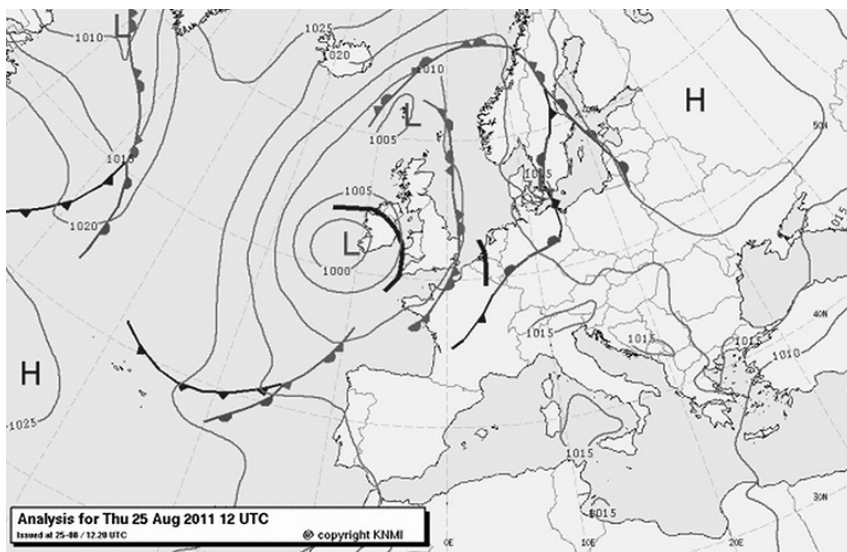
kondensacji (*Lifting Condensation Level* – LCL) i jego stosunkowo duża odległość od poziomu swobodnej konwekcji (*Level of Free Convection* – LFC) skutecznie uniezwolniły rozbudowę chmur kłębiastych i komórek burzowych. Niskie wartości wskaźników kinematycznych nie zapewniały dogodnych warunków do dyssypacji warstwy hamującej.

Łeba, 25 sierpnia 2011

Europa Środkowa znajdowała się w strefie granicznej między nasuwającym się z zachodu płytkim układem niżowym a układem wyżowym z centrum nad Rosją. Około godziny 12.00 UTC obszar Polski pozostawał pod wpływem słabogradentowego obszaru podwyższonego ciśnienia, co można uznać za jeden z elementów ograniczających rozwój głębokiej konwekcji. Nad Półwyspem Jutlandzkim

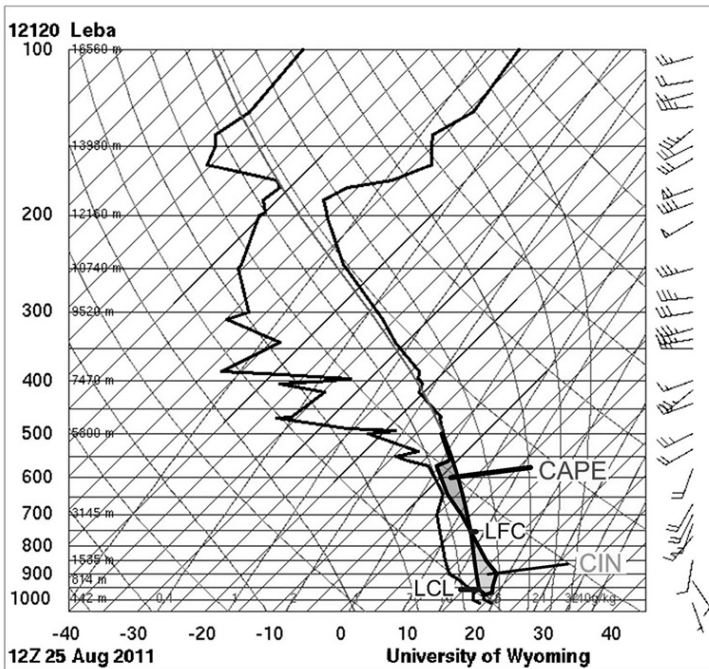
przemieszczał się wówczas pofalowany front atmosferyczny, który jednak szybko uległ rozproszeniu i zaniknięciu (ryc. 6). Dodatkowym czynnikiem mogącym sprzyjać silnym zjawiskom konwekcyjnym była wysoka temperatura powietrza (temperatura maksymalna przekraczała 25,0°C) i znaczna wilgotność względna (średnia wartość dobową osiągała 85%–95%).

Spośród wszystkich wybranych wskaźników chwiejności atmosfery trzy osiągnęły zakładane wartości ekstremalne. Odpowiednio wskaźnik LI prognozował możliwość pojawienia się słabych burz, K-Index 41%–60% prawdopodobieństwo wystąpienia rozproszonych burz, a wskaźnik CAPE wskazywał możliwą niewielką intensywność konwekcji. Znacznie wyższe wartości osiągał obliczany z powierzchni Ziemi wskaźnik SBCAPE (tab. 2). Ponadto czynnikiem sprzyjającym rozwojowi ruchów pionowych była wysoka wartość uskoku wiatru w dolnej troposferze (0 km–6 km shear = 13,6 m s⁻¹), która mogła prowadzić do rozwoju wielokomórkowych układów konwekcyjnych nawet przy niewielkich wartościach wskaźników termodynamicznych. Rozwojowi konwekcji sprzyjał potencjalnie także bardzo nisko położony poziom kondensacji (LCL) występujący na wysokości ok. 500 m nad powierzchnią. Za główną przyczynę niewystąpienia silnych zjawisk konwekcyjnych na analizowanym obszarze należy



Ryc. 6. Mapa synoptyczna dolna, 25 sierpnia 2011 r., godz. 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/daggegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)

Fig. 6. MSL pressure map, 25 August 2011, 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/daggegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)



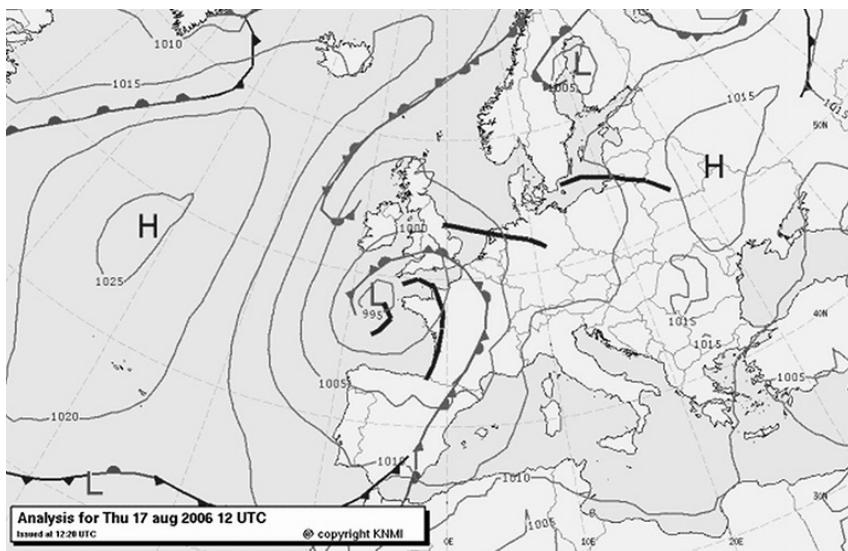
Ryc. 7. Sondaż aerologiczny, 25 sierpnia 2011 r., Łeba, 12.00 UTC (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

Fig. 7. Upper air sounding plot, 25 August 2011, Łeba, 12.00 UTC (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

uznać zaleganie warstwy hamującej między poziomami 975 hPa i 750 hPa (ryc. 7). Wskaźnik CIN osiągnął wówczas wartość $-111 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Dodatkowo warstwy inwersyjne o znacznej miąższości występowały zarówno w dolnej (między poziomami 980 hPa a 970 hPa), jak i w środkowej troposferze – między poziomami 750 hPa a 560 hPa. Czynniki te nie tylko uniemożliwiły rozwój chmur kłębiastych w przypowierzchniowych warstwach atmosfery, ale również utrudniłyby dalszy rozwój konwekcji przy ewentualnej dyssypacji pierwszej warstwy inwersyjnej.

Wrocław, 17 sierpnia 2006

Europa Środkowa znajdowała się na skraju układu wysokiego ciśnienia z centrum nad pograniczem Rosji, Białorusi i Ukrainy. Równocześnie w rejonie kanału La Manche zalegał układ niskiego ciśnienia, co skutkowało napływem



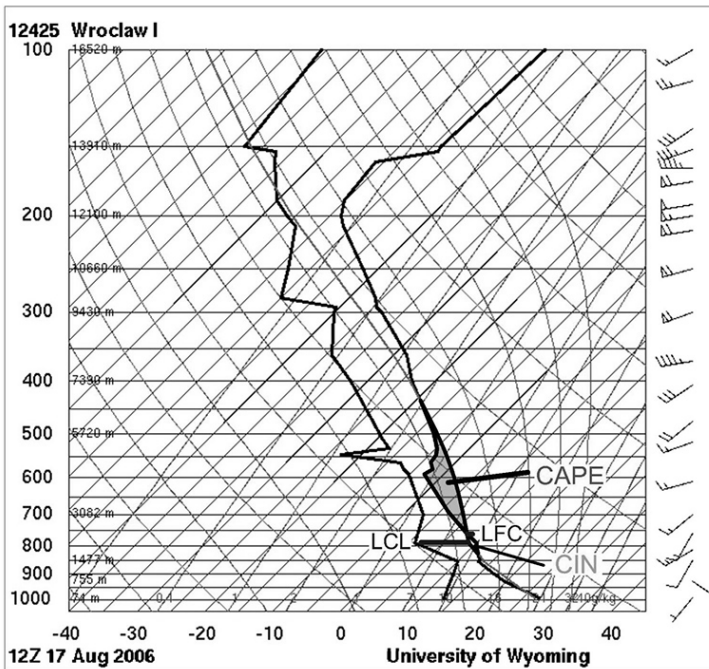
Ryc. 8. Mapa synoptyczna dolna, 17 sierpnia 2006 r., godz. 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/daggegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)

Fig. 8. MSL pressure map, 17 August 2006, 12.00 UTC (<http://www.knmi.nl/klimatologie/daggegevens/weerkaarten/>, 30.06.2015)

nad Polskę ciepłych i suchych mas powietrza z południa kontynentu (ryc. 8). W południowo-zachodniej Polsce temperatura maksymalna wynosiła od 28,0°C do 31,0°C, a średnia dobowa wilgotność względna osiągała około 50%–60%. O godzinie 12.00 UTC na części stacji synoptycznych spadła ona nawet poniżej 40%, co nie sprzyjało rozwojowi konwekcji.

Trzy z analizowanych wskaźników chwiejności atmosfery osiągnęły zakładane wartości ekstremalne. Wskaźnik K-Index sugerował 41–60-procentowe prawdopodobieństwo wystąpienia rozproszonych burz, wskaźnik SWI prawdopodobnie słabe burze, a wskaźnik CAPE możliwą niewielką intensywność konwekcji. Podwyższone wartości wykazywał także DCAPE informujący o energii prądów zstępujących (tab. 2).

Głównym czynnikiem ograniczającym rozwój konwekcji było występowanie dwóch warstw hamujących położonych między poziomami 850 hPa i 750 hPa oraz między poziomami 590 hPa i 580 hPa. Dość niskie wartości wskaźnika CIN w połączeniu z wysoko położonym poziomem kondensacji (LCL) i brakiem wielkoskalowych czynników wspomagających konwekcję skutecznie zahamowały rozwój ruchów pionowych powietrza (ryc. 9).



Ryc. 9. Sondaż aerologiczny, 17 sierpnia 2006 r., Wrocław, 12.00 UTC (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

Fig. 9. Upper air sounding plot, 17 August 2006, Wrocław, 12:00 UTC (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 15.02.2015)

Dyskusja i wnioski

Przeprowadzone badania dowiodły istnienia silnej czasowej i przestrzennej zmienności ekstremalnych wartości wskaźników chwiejności atmosfery. Analogicznie do badań zmienności omawianych indeksów w Europie prowadzonych przez Romero i in. (2007) oraz Siedleckiego (2009) zaobserwowano wyraźny cykl roczny występowania liczby dni z wartościami ekstremalnymi, a także dużą zmienność w rozkładzie średnich z ekstremalnych wartości analizowanych indeksów. Wyjątek stanowił cechujący się niewielką zmiennością roczną kompozytowy wskaźnik SWEAT, którego wysokie wartości mogły wynikać zarówno ze znacznej chwiejności termodynamicznej (szczególnie w sezonie ciepłym), jak i z dużych wartości uskoków wiatru (szczególnie w sezonie chłodnym). Termodynamiczne wskaźniki CAPE, K-Index, LI i SWI potwierdziły występowanie najbardziej sprzyjających warunków do rozwoju

konwekcji w okresie od maja do września. Wartość wskaźnika TTI, który jest obliczany z uwzględnieniem temperatury powietrza na poziomach izobarycznych 850 hPa i 500 hPa oraz temperatury punktu rosy na poziomie izobarycznym 850 hPa, sugerowała natomiast duże możliwości rozwoju zjawisk konwekcyjnych również w sezonie chłodnym. Jest to najczęściej konsekwencją występowania w strefie klimatu umiarkowanego głębokiej doliny geopotencjału i towarzyszącemu jej silnemu prądowi strumieniowemu w środkowej i górnej troposferze.

Analiza danych pomiarowych ze stacji aerologicznych pozwoliła również na zidentyfikowanie wyraźnego zróżnicowania przestrzennego. Było ono związane głównie z charakterem powierzchni czynnej w otoczeniu stacji. Dowiedziony przez Siedleckiego i Rzepę (2008) związek między odległością od Oceanu Atlantyckiego i stopniem kontynentalizmu a wartościami wskaźników chwiejności uwidocznił się również w przypadku analizowanych w tym artykule stacji. Oddziaływanie Morza Bałtyckiego w Łebie wpływało na wyraźne przesunięcie miesięcznego maksimum częstości występowania ekstremalnych wartości wielu indeksów oraz ich pojawianie się w sezonie jesienno-zimowym.

Analiza wybranych przypadków dowiodła, że ograniczenie pionowych ruchów powietrza w warunkach ekstremalnych wartości indeksów chwiejności było związane głównie z występowaniem warstw hamujących – izotermii lub inwersji w swobodnej atmosferze. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym rozwój konwekcji w tych dniach było położenie badanego obszaru poza zasięgiem oddziaływania wielkoskalowych mechanizmów wspomagających, tj. frontów atmosferycznych i stref zbieżności oraz relatywnie wysokie położenie poziomu swobodnej konwekcji.

Literatura

- Blanchard D.O., 1998, *Assessing the vertical distribution of Convective Available Potential Energy*, Weather and Forecasting, 13, 870–877.
- Brooks H.E., 2009, *Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data*, Atmospheric Research, 93, 546–553.
- Brooks H.E., Anderson A.R., Riemann K., Ebbers I., Flachs H., 2007, *Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis*, Atmospheric Research, 83, 294–305.
- Brooks H.E., Lee J.W., Craven J.P., 2003, *The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data*, Atmospheric Research, 67–68, 73–94.
- Čabajová Z., 2011, *Vetrová kalamita v roku 2004 vo Vysokých Tatrách – príčiny, priebeh, dôsledky a obnova postihnutého územia*, [w:] A. Pribullová (red.), Meteorológia a klimatológia vo vyučovaní II, Vzduch v pohybe, Vydal Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava, 59–63.
- Chaboureaud J.-P., Guichard F., Redelsperger J.-L., Lafore J.-P., 2004, *The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 130 (604), 3105–3117.

- DeRubertis D., 2006, *Recent trends in four common stability indices derived from U.S. radiosonde observations*, Journal of Climate, 19, 309–323.
- Doswell III C.A., Carbin G.W., Brooks H.E., 2012, *The tornadoes of spring 2011 in the USA: An historical perspective*, Weather, 67 (4), 68–94.
- Galway J.G., 1956, *The lifted index as a predictor of latent instability*, Bulletin of the American Meteorological Society, 37, 528–529.
- George J.J., 1960, *Weather forecasting for aeronautics*, Academic Press, London.
- Gubenko I.M., Rubinshtein K.G., 2015, *Analysis of the results of thunderstorm forecasting based on atmospheric instability indices using the WRF-ARW numerical model data*, Russian Meteorology and Hydrology, 40 (1), 16–24.
- Hand W.H., Cappelluti G., 2011, *A global hail climatology using the UK Met Office convection diagnosis procedure (CDP) and model analyses*, Meteorological Applications, 18, 446–458.
- Miller R.C., 1972, *Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central*, Scott Air Force Base, IL, 190.
- Moncrieff M.W., Miller M.J., 1976, *The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall-lines*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102, 373–394.
- Palencia C., Giaiotti D., Stel F., Castro A., Fraile R., 2010, *Maximum hailstone size: Relationship with meteorological variables*, Atmospheric Research, 96, 256–265.
- Rauhala J., Schultz D.M., 2009, *Severe thunderstorm and tornado warnings in Europe*, Atmospheric Research, 93, 369–380.
- Riemann-Campe K., Fraedrich K., Lunkeit F., 2009, *Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis*, Atmospheric Research, 93, 534–545.
- Romero R., Gaya M., Doswell II C.A., 2007, *European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events*, Atmospheric Research, 83, 389–404.
- Sanchez J.L., Marcos J.L., Dessens J., Lopez L., Bustos C., Garcia-Ortega E., 2009, *Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes*, Atmospheric Research, 93, 446–456.
- Showalter A.K., 1953, *A stability index for thunderstorm forecasting*, Bulletin of the American Meteorological Society, 34, 250–252.
- Siedlecki M., 2009, *Selected instability indices in Europe*, Theoretical and Applied Climatology, 96, 85–94.
- Siedlecki M., Rzepa M., 2008, *Charakterystyka całkowitej energii chwiejności atmosfery nad Europą w latach 1991–2003*, Przegląd Geofizyczny, 53 (1), 43–54.
- Wong S., Dessler A.E., 2005, *Suppression of deep convection over the tropical North Atlantic by the Saharian Air Layer*, Geophysical Research Letters, 32 (L09808), 1–4.
- Venkat Ratnam M., Durga Santhi Y., Rajeevan M., Vijaya Bhaskara Rao S., 2013, *Diurnal variability of stability indices observed using radiosonde observations over a tropical station: Comparison with microwave radiometer measurements*, Atmospheric Research, 124, 21–33.

Strony internetowe

<http://weather.uwyo.edu/> (15.02.2015).
<http://www.estofex.org> (15.06.2015).
<http://www.eswd.eu/> (15.04.2015).
<http://www.ipcc.ch> (15.02.2015).
<http://www.knmi.nl/> (30.06.2015).
<http://www.lightningmaps.org> (15.06.2015).
<http://www.ogimet.com/> (15.04.2015).
<http://www.wetterzentrale.de> (15.06.2015).
<http://www.wetter3.de> (15.06.2015).

Daniel Celiński-Mysław
Uniwersytet Jagielloński w Krakowie
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
daniel.celinski-myslaw@doctoral.uj.edu.pl

Angelika Palarz
Uniwersytet Jagielloński w Krakowie
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
angelika.palarz@doctoral.uj.edu.pl