

Mateusz SOLECKI

Uniwersytet Warszawski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

e-mail: mateusz.solecki@uw.edu.pl

ORCID: 0000-0003-0803-0098

WARUNKI POWSTANIA ZJAWISKA *DOWNBURST* NAD WROCŁAWIEM W DNIU 30 VI 2016

The conditions of *downburst* occurrence over Wrocław on 30 June 2016

Abstract: The article presents the issue of *downburst* over Poland. Strong downdrafts are a great danger in aviation, but can also cause damage on the surface of the Earth. On the basis of synoptic maps, aerological and radar data the analysis of synoptic and thermodynamic conditions of the atmosphere in which the phenomenon occurred was conducted. The appearance of the cold front over Lower Silesia and the occurrence of *V-notch* radar signature over Wrocław may have suggested the formation of a storm and the associated *downburst*.

Key words: *downburst*, downdraft, storm

WSTĘP

Downburst jest jednym z groźnych zjawisk towarzyszących chmurze Cumulonimbus występujących w atmosferze ziemskiej. W literaturze światowej jego rozpoznaniem i opisaniem jako jeden z pierwszych zajął się T.T. Fujita. Spośród prądów powietrza występujących w małej skali w każdej chmurze burzowej T.T. Fujita (1976) wyróżnił silny prąd zstępujący, który określił mianem *downburst*. T.T. Fujita (1978) zdefiniował to zjawisko jako silny prąd zstępujący, wywołujący poryw niszczycielskiego wiatru nad powierzchnią Ziemi, który rozprzestrzenia się we wszystkich kierunkach od miejsca kontaktu z powierzchnią gruntu i tworzy wiry. Kilka lat później podzielił zjawisko *downburst*, uwzględniając zasięg oddziaływania. Wyznaczył zjawisko *microburst*, które odnosiło się do powstałych zniszczeń w promieniu mniejszym od 4 km od miejsca zetknięcia się z powierzchnią gruntu oraz *macroburst*, które odnosiło się do powstałych zniszczeń w promieniu powyżej 4 km od miejsca kontaktu z powierzchnią Ziemi (Fujita 1981, Wakimoto 1985). W toku dalszych badań, ze zjawiska *microburst* wydzielono odmianę „mokrą” (*wet microburst*) oraz „suchą” (*dry microburst*), zależnie od występowania lub braku opadów (Fujita 1985). Zasięg oddziaływania silnych prądów zstępujących towarzyszących temu zjawisku jest niewielki, jednak mogą one wyrządzić poważne szkody materialne oraz zagrażać życiu ludzi. Wystąpienie *downburst* jest szczególnie niebezpieczne dla pasażerów podczas startu i lądowania samolotu, gdyż nieduża prędkość i wysokość maszyny ponad gruntem znacznie utrudnia i skraca czas na reakcję pilota. Przykładem może być katastrofa samolotu pasażerskiego Boeing 727 w 1975 r. w pobliżu lotniska JFK w Nowym Jorku w Stanach

Wpłynęło: 18.06.2020

Zaakceptowano: 2.12.2020

Zalecany sposób cytowania / Cite as: Solecki M., 2021, Warunki powstania zjawiska *downburst* nad Wrocławiem w dniu 30 VI 2016, *Prace i Studia Geograficzne*, 66.1, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 35–45, DOI: 10.48128/pisg/2021-66.1-03.

Zjednoczonych, kiedy samolot znalazł się w strefie oddziaływania silnych prądów zstępujących, co w konsekwencji doprowadziło do rozbicia się maszyny przy podejściu do lądowania i zapoczątkowało badania nad zjawiskiem *downburst*, które zostało rozpoznane i opisane po raz pierwszy w 1976 roku (Fujita 1981, Wakimoto 1985, Pryor 2006).

Polscy klimatolodzy również prowadzą badania dotyczące groźnych zjawisk konwekcyjnych. W szczególności opisano czasowe i przestrzenne uwarunkowania tworzenia się burz w Polsce. Dowiedziono, że cechą charakterystyczną rozwoju burz w Polsce jest stopniowy wzrost liczby dni z burzą z północy na południe kraju. Wraz ze wzrostem szerokości geograficznej (obniżanie się temperatury i wilgotności powietrza), spada ryzyko rozwoju burz (Grabowska 2001). Najwięcej burz i intensywnych zjawisk konwekcyjnych występuje głównie późną wiosną i latem (Kolendowicz 2006). Ponadto, towarzyszące burzom trąby powietrzne pojawiają się przede wszystkim latem, a ich największa liczba przypada na sierpień. Obszarami najczęstszego tworzenia się trąb powietrznych w Polsce są Wyżyna Śląska, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Podborska (Popławska 2016). Z silną konwekcją jest związany także opad gradu. Udowodniono, że najwięcej dni z gradem występuje wiosną. W tym okresie opady gradu dominują w północnej i zachodniej części kraju; na południu Polski przebieg jest mniej zróżnicowany (Bielec-Bąkowska 2013). W superkomórkach burzowych w warunkach znacznej chwiejności atmosfery, powstawanie opadów gradu i trąb powietrznych jest bardziej prawdopodobne. Jednakże w warunkach niskiej lub umiarkowanej chwiejności, komórka burzowa może być mniej rozwinięta w pionie, a ryzyko pojawienia się gradu i silnych trąb powietrznych może być znaczne. Przy ocenie możliwości pojawienia się tych zjawisk należy uwzględniać warunki meteorologiczne, w jakich tworzy się burza (Pilorz 2014). Należy dodać, że jednym z najbardziej niebezpiecznych zjawisk jest *derecho*, które w Polsce występuje rzadko. *Derecho* mogą powodować duże zniszczenia na bardzo rozległym obszarze. Rozwijają się głównie w półroczu ciepłym, nasuwając się z południa, południowego-wschodu oraz południowego-zachodu i pomimo mniejszego obszaru objętego zniszczeniami są bardziej intensywne niż *derecho* rozwijające się w półroczu chłodnym. To zjawisko, które rozwija się w miesiącach chłodnych, występuje znacznie rzadziej i nasuwa się głównie z kierunku zachodniego i północno-zachodniego ze względu na związek z trajektorią chłodnych frontów atmosferycznych zimą (Surowiecki i Taszarek 2020). Brakuje odniesień do badań dotyczących zjawiska *downburst* w polskiej literaturze.

Ze względu na brak badań dotyczących występowania *downburst* w Polsce, brakuje również odniesienia do wartości progowych wskaźników określających prawdopodobieństwo pojawienia się zjawiska nad obszarem Polski i Europy Środkowej. W pracach naukowych dotyczących ekstremalnych zjawisk pogodowych wykorzystuje się wyniki badań z obszaru Stanów Zjednoczonych.

Celem opracowania jest przedstawienie podstawowych informacji dotyczących powstawania zjawiska *downburst*. Na podstawie wybranego przypadku z dnia 30 VI 2016 r. zostanie omówione zjawisko silnego prądu zstępującego.

METODY BADAŃ I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

Na podstawie europejskiej bazy danych *European Severe Weather Database* (www.eswd.eu) o niebezpiecznych zjawiskach pogodowych wybrano przypadek wystąpienia silnej burzy i wraz ze zjawiskiem *downburst* nad obszarem Dolnego Śląska w dniu 30 VI 2016 r. (status raportu QC1 – raport potwierdzony). Następnie przeanalizowano sytuację pogodową na podstawie map synoptycznych udostępnianych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (www.pogodynka.pl/). W pracy wykorzystano także sondáže aerologiczne ze stacji w Polsce i Czechach tzn. we Wrocławiu, Pradze i Prościejowie (Prostějov) z godziny 12 UTC (www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html). Na ich podstawie obliczono wybrane wskaźniki konwekcyjne: *Lifting Condensation Level* (LCL), *Level of Free Convection* (LFC), *Equilibrium Level* (EL), *Convective Available Potential Energy* (CAPE), *Convective Inhibition* (CIN), *Downdraft Convective Available Potential Energy* (DCAPE), uskoku

wiatru: *Deep Layer Shear* (DLS), *Low Layer Shear* (LLS) i złożone: *Wet Microburst Severity Index* (WMSI), *Hybrid Microburst Index* (HMI). Wskaźniki konwekcyjne (z wyłączeniem DCAPE) obliczono w sposób szczegółowy w odniesieniu do:

- sb (*surface based*) – cząstka próbna powietrza unoszona z powierzchni ziemi,
- mu (*most unstable*) – najbardziej niestabilna cząstka próbna powietrza,
- ml (*mean layer*) – uśredniona cząstka próbna powietrza (Popławska 2016).

W analizie wykorzystano także dane satelitarne (pl.sat24.com/pl), które pozwoliły rozpoznać rodzaj układu burzowego oraz prześledzić ścieżki jego rozwoju.

Z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) pozyskano dane radarowe z sieci POLRAD dla dwóch stacji: Poznań i Ramża. W celu wykrycia charakterystycznych sygnatur odbiciowości radarowej *V-notch*, które świadczą o silnej konwekcji i możliwym rozwoju niebezpiecznych zjawisk pogodowych (Ray 1986) wykorzystano głównie obrazy radarowe umożliwiające analizę poziomego przekroju komórki burzowej na zadanej wysokości (CAPPI), wysokości echa radarowego wierzchołków chmury (EHT) oraz maksymalnej odbiciowości radarowej (MAX).

MECHANIZM POWSTAWANIA *DOWNBURST*

Proces powstawania *downburst* jest związany z nierównomiernym nagrzewaniem się podłoża lub napływem chłodniejszego powietrza nad cieplejszy grunt, w wyniku czego powstają prądy wstępujące. W wyniku kondensacji pary wodnej powstają początkowo chmury *Cumulus*, które przy dopływie większej ilości energii mogą rozbudować się w pionie i przekształcić się w burzową chmurę *Cumulonimbus*. W górnej części chmury schłodzone powietrze zwiększa swoją gęstość i zaczyna opadać ku jej podstawie. Jednak gdy siła prądów zstępujących zaczyna przewyższać siłę prądów wstępujących, rozpoczyna się rozpad komórki burzowej. Od tego momentu brak równowagi między obiema siłami powoduje zejście prądu zstępującego z chmury burzowej i jej opadanie w kierunku Ziemi. Po dotarciu do gruntu, wiatr rozchodzi się we wszystkich kierunkach z dużą prędkością, tworząc wiry (Fujita 1985). Topnienie zamrożonych hydrometeorów poniżej warstwy topnienia oraz parowanie kropelek wody poniżej podstawy chmury powoduje zwiększenie intensywności prądu zstępującego (McCann 1994). Ponadto, mniejsze hydrometeory są bardziej podatne na topnienie ze względu na ich mniejszą powierzchnię niż w przypadku tych większych (Kamburova i Ludlam 1966). Występowanie małych kryształków lodu również wpływa na inicjowanie prądów zstępujących (Srivastava 1987).

ZJAWISKO *DOWNBURST* W POLSCE W DNIU 30 VI 2016 R.

Dnia 30 VI 2016 r. w godzinach popołudniowych nad Dolnym Śląskiem odnotowano intensywne i krótkotrwałe opady deszczu związane z *wet microburst* (ryc. 1). Zjawisko to objęło swoim zasięgiem głównie Wrocław i przyległe do niego miejscowości, w których spowodowało liczne podtopienia ulic i budynków mieszkalnych. Silny i porywisty wiatr towarzyszący zjawisku doprowadził do uszkodzenia dachów domów oraz linii wysokiego napięcia. Ponadto, straż pożarna wielokrotnie interweniowała w związku z połamanymi drzewami w obrębie miasta i lotniska. W centrum miasta nie zarejestrowano dużych strat.

Dnia 30 VI 2016 r. prognozowano wzrost ciśnienia atmosferycznego nad Polską związanego z wyżami znad Europy Wschodniej. IMGW wydało ostrzeżenia pierwszego stopnia o możliwości wystąpienia silnych burz w kilku województwach, w tym w dolnośląskim. Przewidywano również znaczną niestabilność atmosfery z podwyższonymi wartościami CAPE (1000–1500 J·kg⁻¹) oraz DLS i LLS, w wyniku której było prawdopodobne powstanie pojedynczych komórek burzowych z potencjałem do przekształcania się w burze wielokomórkowe.

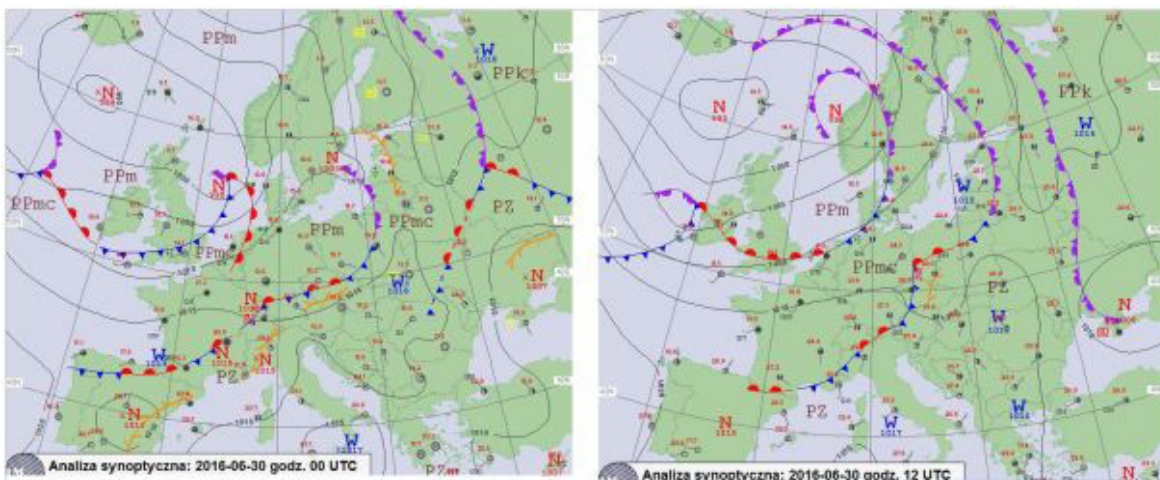


Ryc. 1. Downburst nad Wrocławiem w dniu 30 VI 2016 r.

Fig. 1. Downburst over Wrocław on June 30, 2016

Źródło/Source: www.youtube.com/watch?v=2MRYzB-FItw, 15.06.2020)

Opisywana sytuacja pogodowa była związana z przemieszczającym się nad Europą układem niskiego ciśnienia z nad Europy Północno-Zachodniej wraz z frontami atmosferycznymi, które znacznie wpływały na dynamikę zmian pogody. Adwekcja chłodniejszych i bardziej wilgotnych mas powietrza polarnego morskiego z zachodu stopniowo obniżała temperaturę powietrza, jednak napływające z południa powietrze zwrotnikowe przyczyniło się do wzrostu temperatury powietrza we wschodniej i południowej części Polski. Obie zróżnicowane termicznie masy powietrza utworzyły front chłodny, który przed 12 UTC dotarł do zachodniej granicy kraju. Utworzona linia zbieżności nad południowo-zachodnią Polską i Czechami spowodowała wzrost wilgotności powietrza i zwiększenie zachmurzenia poprzez konwekcję (ryc. 2). Nad tym obszarem należało się spodziewać gwałtownego rozwoju chmur burzowych.

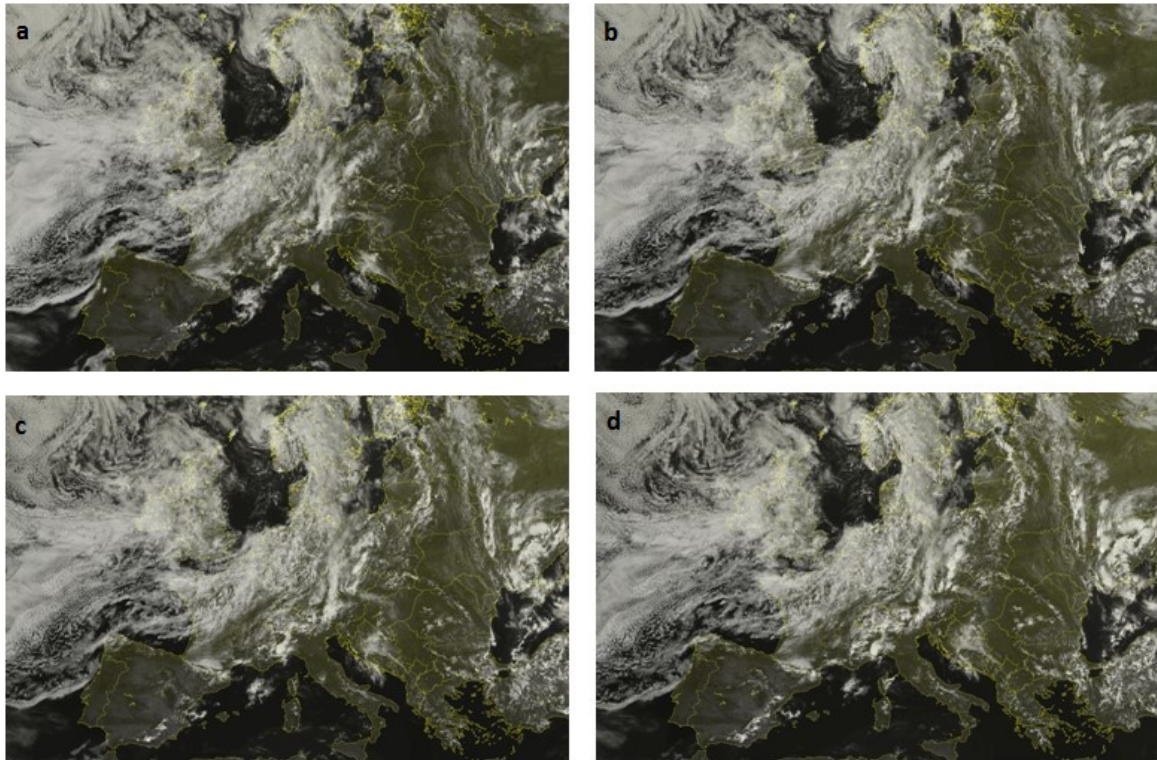


Ryc. 2. Mapa synoptyczna Europy w dniu 30 VI 2016 r. – 00 i 12 UTC

Fig. 2. Synoptic map of Europe on 30 June 2016 – 00 and 12 UTC

Źródło/Source: www.pogodynka.pl

Zachmurzenie nad Polską w dniu 30 VI 2016 r. można określić jako umiarkowane z licznymi przejaśnieniami. Jedynie na zachodzie kraju, nad Ziemią Lubuską i Dolnym Śląskiem wystąpiło duże zachmurzenie (głównie chmurami *Alto cumulus* i *Strato cumulus*), które było związane z nadejściem frontu chłodnego. Prostopadły do granicy polsko-czeskiej pas chmur został utworzony na poprzedzającej go linii zbieżności (ryc. 3).



Ryc. 3. Rozkład zachmurzenia nad Europą w dniu 30 VI 2016 r. o godzinie: 10 UTC (a), 11 UTC (b), 12 UTC (c), 13 UTC (d)

Fig. 3. Cloud distribution over Europe on June 30, 2016 at: 10 UTC (a), 11 UTC (b), 12 UTC (c), 13 UTC (d)
Źródło/Source: www2.sat24.com/history.aspx?culture=pl

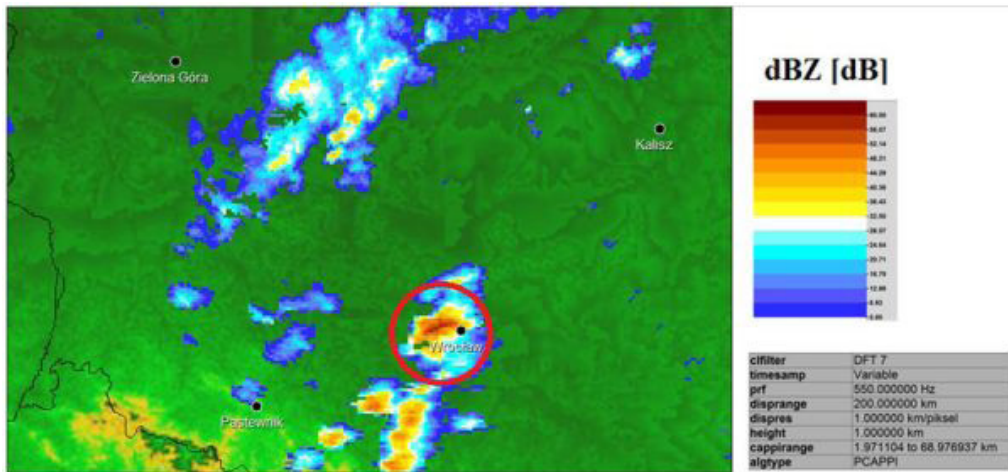
Opisywane zjawisko było wynikiem rozwoju silnej konwekcji widocznej jako grupa komórek burzowych powstałych na linii zbieżności. Komórka burzowa, której towarzyszyło analizowane zjawisko zaczęła się tworzyć w południowo-zachodniej części województwa dolnośląskiego. Wczesnym popołudniem dotarła do Wrocławia, gdzie wystąpił silny prąd zstępujący *downburst* wyrządzając poważne szkody na przedmieściach. Potwierdzeniem wystąpienia rozpatrywanego zjawiska jest obraz radarowy (12 UTC) z widocznym charakterystycznym odbiciem *V-notch*, które z dużym prawdopodobieństwem świadczy o rozwoju prądów zstępujących w jego rejonie (ryc. 4).

Obraz odbiciowości radarowej CAPPI na wysokości 1 km wykonany przez radar w Poznaniu o godzinie 11:40 UTC przedstawia komórkę burzową znajdującą się nad Wrocławiem. Wartość odbiciowości w centrum całego układu, która sięgała 53,66 dBZ sugerowała możliwość wystąpienia bardzo silnego deszczu oraz gradu. Charakterystyczny układ *V-notch* nie był wówczas widoczny (ryc. 5).

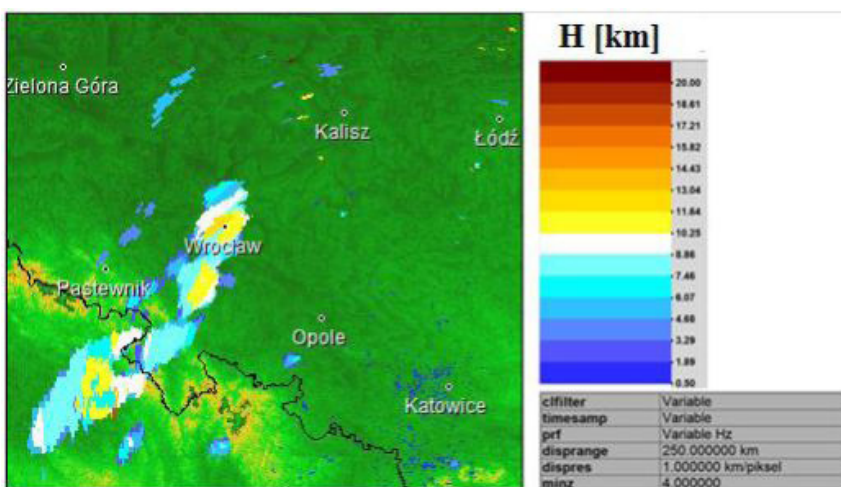
Obraz odbiciowości radarowej EHT pozwolił określić wysokość wierzchołków chmur, która wyniosła 11,89 km o godzinie 11:40 UTC (ryc. 6). Na podstawie danych ze stacji aerologicznej we Wrocławiu o godzinie 12 UTC było możliwe określenie przybliżonej miąższości chmury *Cumulonimbus* znajdującej się nad miastem. Różnica między wysokością poziomu kondensacji (m_{LCL}) i wysokością wierzchołka chmury burzowej wyniosła blisko 10,7 km. Po przekroczeniu poziomu równowagi EL utworzyły się kowadła chmurowe.



Ryc. 4. Odbicie radarowe *V-notch* (czerwony obwód koła) nad Dolnym Śląskiem w dniu 30 VI 2016 r. – 12 UTC
 Fig. 4. V-notch radar reflection (in a red circle) over Lower Silesia on June 30, 2016 at 12 UTC
 Źródło/Source: www.pogodynka.pl



Ryc. 5. Komórka burzowa nad północno-zachodnią częścią Wrocławia (zaznaczona czerwonym kołem) w dniu 30 VI 2016 r. – 11:40 UTC
 Fig. 5. Storm cell over the north-west part of Wrocław (marked with a red circle) on June 30, 2016 at 11:40 UTC
 Źródło/Source: www.pogodynka.pl



Ryc. 6. Wysokość wierzchołków chmur nad Dolnym Śląskiem w dniu 30 VI 2016 r. – 11:40 UTC
 Fig. 6. Height of cloud tops over Lower Silesia on June 30, 2016 at 11:40 UTC
 Źródło/Source: www.pogodynka.pl

WARUNKI TERMODYNAMICZNE I KINEMATYCZNE ATMOSFERY W DNIU 30 VI 2016 R.

Wartości wskaźników pozyskanych z pomiarów aerologicznych umożliwiają określenie stanu atmosfery. Wskaźniki konwekcyjne (CIN, CAPE, dCAPE) wskazują na stabilność gazowej powłoki Ziemi – im bardziej niestabilna, tym większe ryzyko rozwoju konwekcji i burz. Wskaźniki uskoku wiatru określają zmiany prędkości ruchu powietrza, które występują nad powierzchnią Ziemi na wysokości do 1 km (LLS) i do 6 km (DLS). Wysokie wartości wskaźników przemawiają za występowaniem sprzyjających warunków do rozwoju niebezpiecznych zjawisk konwekcyjnych. Ostatnią grupę stanowią wskaźniki odnoszące się do ryzyka pojawienia się silnych prądów zstępujących (tab. 1).

Tabela 1. Charakterystyka wartości wskaźników CIN, CAPE, dCAPE, DLS, LLS, HMI

Table 1. Characteristics of CIN, CAPE, dCAPE, DLS, LLS, HMI indexes

Wskaźnik <i>Index</i>	Wartość wskaźnika <i>Index value</i>	Charakterystyka <i>Characteristic</i>
CIN [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$]	<-200	atmosfera bardzo stabilna, procesy konwekcyjne niemożliwe, nawet przy wysokiej wartości CAPE
	-200– -50	atmosfera stabilna, procesy konwekcyjne możliwe przy wysokiej wartości CAPE
	-50–0	atmosfera słabo stabilna, procesy konwekcyjne możliwe przy średniej wartości CAPE (możliwe zniesienie CIN)
	> 0	brak inhibicji konwekcyjnej, atmosfera nie jest stabilna, procesy konwekcyjne nieograniczone
CAPE [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$]	< 1000	atmosfera stabilna, znikome ryzyko wystąpienia zjawisk burzowych
	1000–2500	umiarkowana niestabilność, prawdopodobne ryzyko wystąpienia zjawisk burzowych
	2500–4000	silna niestabilność, duże ryzyko wystąpienia zjawisk burzowych
	>4000	ekstremalna niestabilność, bardzo wysokie prawdopodobieństwo wystąpienia burz i zjawisk burzowych
dCAPE [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$]	< 600	małe ryzyko wystąpienia silnych prądów zstępujących i <i>downburst</i>
	600–1000	średnie ryzyko wystąpienia silnych prądów zstępujących i <i>downburst</i>
	1000–1400	duże ryzyko wystąpienia silnych prądów zstępujących i <i>downburst</i>
	>1400	ekstremalne ryzyko wystąpienia silnych prądów zstępujących i <i>downburst</i>
DLS [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	<10	mało prawdopodobne wystąpienie procesów konwekcyjnych
	10–15	możliwe wystąpienie procesów konwekcyjnych
	15–20	możliwe wystąpienie superkomórek burzowych przy chwiejności atmosfery
	>20	bardzo możliwe wystąpienie superkomórek burzowych
LLS [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	<10	mały gradient pionowy, mała prędkość wiatru wywołana prądami zstępującymi
	10–20	umiarkowany gradient pionowy, średnia prędkość wiatru wywołana prądami zstępującymi
	>20	duży gradient pionowy, duża prędkość wiatru wywołana prądami zstępującymi
HMI [$^{\circ}\text{C}$]	<8	małe prawdopodobieństwo rozwoju zjawiska <i>downburst</i>
	8–16	umiarkowane prawdopodobieństwo rozwoju zjawiska <i>downburst</i>
	16–24	duże prawdopodobieństwo rozwoju zjawiska <i>downburst</i>
	>24	bardzo duże prawdopodobieństwo rozwoju zjawiska <i>downburst</i>

Źródło/Source: opracowanie własne na podstawie/own study based on: Leziak 2013, s. 81; Emanuel 1994; Pajurek 2013, Pryor 2006

Energia hamująca rozwój konwekcji CIN we wszystkich analizowanych stacjach osiągała wartości równe bądź bliskie $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (tab. 2). Ze względu na niedużą wartość CIN (Leziak 2013) i słabą stabilność atmosfery, rozwój komórek burzowych był możliwy przy średnich wartościach CAPE.

Powiązane ze sobą wskaźniki złożone WMSI i HMI wskazujące bezpośrednio prawdopodobieństwo zagrożenia pojawieniem się *microburst* (Pryor 2006) osiągnęły bardzo małe wartości (tab. 2). Rozwój *microburst* jest bardzo możliwy, gdy wartość wskaźnika HMI przekracza 16°C , a jednocześnie WMSI wynosi od 10 do 50°C . W żadnej z wybranych stacji wskaźniki nie spełniły tego warunku.

Wskaźniki konwekcyjne: uskoku wiatru i złożone, pozwalają prognozować możliwość wystąpienia licznych groźnych zjawisk atmosferycznych, w tym *downburst*. Wartości wskaźnika CAPE na wysokości 500 hPa na wszystkich trzech stacjach były bardzo małe (tab. 2): $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Wrocław), $60 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Prościejów) i $240 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Praga). Nieco większe wartości osiągała cząstka unoszona z powierzchni ziemi i najbardziej niestabilna. Mimo to atmosfera pozostawała stabilna, a ryzyko wystąpienia zjawisk burzowych było znikome.

Wskaźnik dCAPE, który informuje o ilości energii dostępnej konwekcyjnie dla prądów zstępujących przyjmował bardzo małe wartości w Prościejowie i Pradze. Jedynie we Wrocławiu wyniósł $940 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (tab. 2), co wskazywało na średnie ryzyko wystąpienia silnych prądów zstępujących i rozwój zjawiska *downburst*. Jednakże, D. Celiński-Mysław i in. (2020) wykazali, że duże wartości dCAPE nie są niezbędne w zwiększeniu ryzyka wystąpienia niszczących porywów wiatru w chłodnym sezonie. Ponadto, w porze cieplej podwyższone wartości CAPE i dCAPE są zazwyczaj konieczne do rozwoju burz z m.in. *bow echo*, jednak nie jest to warunek wystarczający. Formowanie takich burz jest ściśle związane z szybkim przepływem powietrza od środkowej do górnej części chmury burzowej i zwiększa to możliwość powstawania silnych podmuchów wiatru w prądach zstępujących (Celiński-Mysław i in. 2018).

Niewielkie pionowe uskoki wiatru w warstwie od 0 do 1 km n.p.g. (LLS) występowały we wszystkich stacjach. Natomiast stwierdzono dużą wartość ($17,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) uskoku w warstwie od 0 do 6 km n.p.g. (DLS) w Pradze (tab. 2). Rozwój superkomórek burzowych był więc możliwy przy zwiększonej chwiejności atmosfery.

Poziom kondensacji wymuszonej, czyli wysokość tworzenia się chmur, we Wrocławiu i Prościejowie przekraczał 2000 m n.p.g. Oznacza to, że powstawanie chmur mogło być utrudnione, jednak przy rozwinięciu się chmur *Cumulonimbus* istnieje duże prawdopodobieństwo powstania silnych prądów zstępujących (Ostrowski i in. 2010). Jedynie w Pradze poziom LCL nieznacznie przekraczał 1000 m n.p.g. (tab. 2), co pozwalało na rozwój chmur burzowych.

Nieduża różnica między poziomem LCL i poziomem swobodnej konwekcji LFC zwiększa ryzyko wystąpienia silnych zjawisk burzowych (Popławska 2016). We Wrocławiu różnice między poziomami $_{sb}LFC$ i $_{sb}LCL$ oraz $_{mu}LFC$ i $_{mu}LCL$ wynosiły 0 m (tab. 2). W takich przypadkach cząstka powietrza osiąga poziom swobodnej konwekcji od razu po osiągnięciu poziomu kondensacji (Zięba 2017), a wystąpienie burzy jest bardzo prawdopodobne.

Poziom równowagi EL to wysokość, na której temperatura wynoszonej cząsteczki osiąga taką samą wartość jak temperatura otoczenia i jej unoszenie nie jest dalej możliwe. Na tej wysokości tworzą się kowadła chmur burzowych. Czasem zdarza się, że silny prąd wstępujący przechodzi przez poziom równowagi i może dotrzeć do stratosfery (Takahashi i Luo 2012). Można wnioskować, iż wysokość chmur we Wrocławiu i Prościejowie mogła być umiarkowana, więc stwarzała średnie ryzyko rozwoju silnych prądów zstępujących, chociaż radar meteorologiczny we Wrocławiu wskazywał większe wartości wysokości wierzchołków chmur. Jedynie w Pradze przekraczała ona 9 km (tab. 2). Oznacza to, że chmura *Cumulonimbus* mogła być dobrze rozwinięta.

Porównano wartości wskaźników konwekcyjnych (CIN, CAPE, dCAPE), uskoku wiatru (DLS, LLS) i złożonych (HMI), które obliczono dla terminu wystąpienia burzy i zjawiska *downburst* we Wrocławiu z wartościami tychże wskaźników dla warunków amerykańskich. Na tej podstawie stwierdzono, iż przy małych wartościach wskaźników istnieje ryzyko wystąpienia *downburst*. W Pradze uzyskano dość dużą wartość CIN przy jednocześnie niewielkiej wartości CAPE, co oznacza, że ener-

gia dostępna konwekcyjnie mogłaby być niewystarczająca do rozwoju chmury burzowej. Obliczone wartości wskaźników we Wrocławiu tym bardziej przemawiały na niekorzyść rozwoju konwekcji, ze względu na znikome wartości wskaźnika CAPE, podobnie jak w Prościejowie, chociaż wartość CAPE była nieco większa.

Tabela 2. Wskaźniki konwekcyjne, uskoku wiatru i złożone obliczone na podstawie diagramów aerologicznych w dniu 30 VI 2016 r. – 12 UTC we Wrocławiu, Prościejowie i Pradze
Table 2. Convection, wind shear and composite indices calculated on the basis of aerological diagrams on June 30, 2016 at 12 UTC in Wrocław, Prostějov and Prague

Wskaźnik Index	Stacja Station		
	Wrocław	Prościejów	Praga
sbCAPE	70 J·kg ⁻¹	310 J·kg ⁻¹	750 J·kg ⁻¹
muCAPE	70 J·kg ⁻¹	310 J·kg ⁻¹	750 J·kg ⁻¹
mlCAPE _(500m)	0 J·kg ⁻¹	60 J·kg ⁻¹	240 J·kg ⁻¹
sbCIN	0 J·kg ⁻¹	0 J·kg ⁻¹	0 J·kg ⁻¹
muCIN	0 J·kg ⁻¹	0 J·kg ⁻¹	0 J·kg ⁻¹
mlCIN _(500m)	0 J·kg ⁻¹	-20 J·kg ⁻¹	-30 J·kg ⁻¹
sbLCL	2100 m	2590 m	1130 m
muLCL	2100 m	2590 m	1130 m
mlLCL _(500m)	2160 m	2480 m	1090 m
sbLFC	2100 m	2590 m	1280 m
muLFC	2100 m	2590 m	1280 m
mlLFC _(500m)	3010 m	3080 m	1790 m
sbEL	7150 m	8390 m	10430 m
muEL	7150 m	8390 m	10430 m
mlEL _(500m)	3110 m	6130 m	7990 m
dCAPE	940 J·kg ⁻¹	760 J·kg ⁻¹	340 J·kg ⁻¹
WMSI	1,2°C	4°C	8,2°C
HMI	0°C	14,4°C	12,4°C
DLS	9,8 m·s ⁻¹	6,4 m·s ⁻¹	17,2 m·s ⁻¹
LLS	1,9 m·s ⁻¹	1,9 m·s ⁻¹	6,3 m·s ⁻¹

Warto zaznaczyć, iż wskaźniki informujące o prawdopodobieństwie wystąpienia *downburst* przyjmowały wartości, które świadczyły o różnej możliwości jego wystąpienia. Wartości dCAPE we Wrocławiu świadczyły o średnim prawdopodobieństwie pojawienia się silnego prądu zstępującego, a wskaźnik HMI świadczył o małym ryzyku jego wystąpienia (tab. 2).

WNIOSKI

W pracy omówiono sytuację synoptyczną nad Polską w dniu 30 VI 2016 r., która zapowiadała nadejście burzy. Utworzenie się linii zbieżności na granicy polsko-czeskiej umożliwiło przyspieszenie konwekcji nad tym obszarem. Sytuacja termodynamiczna atmosfery wskazywała jednak na małe ryzyko pojawienia się silnej burzy i wystąpienia groźnych zjawisk pogodowych. Mimo to, na obrazowaniach radarowych sieci POLRAD można było dostrzec charakterystyczne odbicia, które świadczą o dużym potencjale rozwoju silnych prądów zstępujących nad Dolnym Śląskiem: dużą wysokość wierzchołków chmur stanowiącą o rozwoju silnej konwekcji, duże wartości odbiciowości radarowej,

odbicie radarowe *V-notch*. Wykorzystując obserwacje wysokich wartości odbiciowości radarowej możliwe było prognozowanie pojawienia się silnych opadów deszczu i gradu. Ponadto, charakterystyczna sygnatura odbiciowości *V-notch* wskazywała na duże zagrożenie zjawiskiem *downburst*.

Wskaźniki umożliwiające określenie warunków termodynamicznych i kinematycznych atmosfery są pomocnym narzędziem w szacowaniu ryzyka pojawienia się gwałtownych zjawisk konwekcyjnych i ich intensywności. Z uwagi na różnice warunków klimatycznych występujących między obszarami Stanów Zjednoczonych i Polski nie należy odnosić przyjętych w literaturze amerykańskiej przedziałów wartości wskaźników konwekcyjnych, uskoku wiatru i złożonych do obszaru Europy Środkowej. W tym celu należałoby opracować analogiczną charakterystykę wskaźników dla warunków polskich na podstawie badań statystycznych uwzględniających dużą próbę przypadków wystąpienia groźnych zjawisk pogodowych, w tym *downburst*. Jednakże, badania nad zjawiskami konwekcyjnymi w Europie Środkowej wskazują na tworzenie się silnych trąb powietrznych, intensywnych opadów gradu i silnego wiatru, gdy mlCAPE są mniejsze niż $50 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Ponadto gwałtowne zjawiska konwekcyjne tworzyły się, gdy wartości DLS i LLS nie przekraczały $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Púčik i in. 2015), świadcząc o małym ryzyku pojawienia się procesów konwekcyjnych.

Zjawisko *downburst* jest często pomijane przy wydawaniu alertów ostrzegawczych przez polskie służby meteorologiczne lub mylone z innymi zjawiskami burzowymi. W celu poprawy bezpieczeństwa, szczególnie w obrębie lotnisk, należałoby stale monitorować dane pozyskiwane przez radary oraz poprawić jakość detekcji omawianego zjawiska.

Literatura

- Bielec-Bąkowska Z., 2013, Burze i grady w Polsce, *Prace Geograficzne*, 132, 99–132, DOI: 10.4467/20833113PG.13.005.1095
- Celiński-Mysław D., Palarz A., Łoboda Ł., 2018, Kinematic and thermodynamic conditions related to convective systems with a bow echo in Poland, *Theoretical and Applied Climatology*, 137, 1–11, <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2728-6>
- Celiński-Mysław D., Palarz A., Taszarek M., 2020, Climatology and atmospheric conditions associated with cool season bow echo storms in Poland, *Atmospheric Research*, 240, 1–12, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104944>
- Emanuel K.A., 1994, *Atmospheric Convection*, Oxford University Press, s.883
- Fujita T.T., 1976, Spearhead echo and downburst near the approach end of a John F. Kennedy airport runway, New York City, *Satellite and Mesometeorology Research Project*, 137, 1–51
- Fujita T.T., 1978, Manual of downburst identification for Project NIMROD, *SMRP Research Paper*, 156, University of Chicago, 104 pp.
- Fujita T.T., 1981, Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 8, 1511–1534, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<1511:TADITC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1511:TADITC>2.0.CO;2)
- Fujita T. T., 1985, *The Downburst*, The University of Chicago
- Grabowska K., 2001, Zmienność aktywności burzowej w niektórych regionach geograficznych Polski, *Prace i Studia Geograficzne*, 29, 181–189
- Kamburova P.L., Ludlam F.H., 1966, Rainfall evaporation in thunderstorm downdrafts, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 92, 510–518, <https://doi.org/10.1002/qj.49709239407>
- Kolendowicz L., 2006, The influence of synoptic situations on the occurrence of says with thunderstorms during a year in the territory of Poland, *International Journal of Climatology*, 26, 1803–1820, <https://doi.org/10.1002/joc.1348>
- Leziak K., 2013, *Meteorologiczne uwarunkowania tornadogenezy i charakterystyka trąb powietrznych w Ameryce Północnej i Europie*, praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa
- McCann D.W., 1994, WINDEX – a new index for forecasting microburst potential, *Weather and Forecasting*, 9, 4, 532–541, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1994\)009<0532:WNIFFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1994)009<0532:WNIFFM>2.0.CO;2)
- Ostrowski K., Surowiecki A., Trębicki K., 2010, *Przewodnik do prognozowania burz z użyciem map wskaźników konwekcyjnych*, Skywarn Polska
- Pajurek Ł., 2013, *Wykorzystanie indeksów kinematycznych i termodynamicznych do prognozy zjawisk konwekcyjnych i burz*, Wojskowa Akademia Techniczna w Warszawie

- Pilorz W., 2014, Radarowa detekcja superkomórek burzowych w Polsce, *Teledetekcja środowiska*, 51, 93–105
- Popławska J., 2016, *Zastosowanie wybranych metod detekcji tornad i trąb powietrznych na obszarze Polski – studia przypadków*, praca doktorska wykonana w Zakładzie Klimatologii Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa
- Pryor K. L., 2006, *The GOES Hybrid Microburst Index*, 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography (preprints), materiały konferencyjne, Atlanta, American Meteorological Society
- Pučík T., Groenemeijer P., Rýva D., Kolář M., 2015, Proximity Soundings of Severe and Nonsevere Thunderstorms in Central Europe, *Monthly Weather Review*, 143, 12, 4805–4821, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0104.1>
- Ray P.S., 1986, *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, 793 pp.
- Srivastava, R. C. 1987, A model of intense downdrafts driven by melting and evaporation of precipitation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 13, 1752–1773, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<1752:AMOIDD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<1752:AMOIDD>2.0.CO;2)
- Surowiecki A., Taszarek M., 2020, A 10-Year Radar-Based Climatology of Mesoscale Convective System Archetypes and Derechos in Poland, *Monthly Weather Review*, 148, 8, 3471–3488, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0412.1>
- Takahashi H., Luo Z., 2012, Where is the level of neutral buoyancy for deep convection?, *Geophysical Research Letters*, 39, 15, DOI: 10.1029/2012GL052638
- Wakimoto R.M., 1985, Forecasting Dry Microburst Activity over the High Plains, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 113, 7, 1131–1143, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<1131:FDMAOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<1131:FDMAOT>2.0.CO;2)
- Zięba M., 2017, *Podstawowe wskaźniki termodynamiczne*, Skywarn Polska

Źródła internetowe:

- pl.sat24.com/pl (15.06.2020)
- www2.sat24.com/history.aspx?culture=pl (15.06.2020)
- www.eswd.eu (15.06.2020)
- www.pogodynka.pl/ (15.06.2020), obecnie: meteo.imgw.pl
- www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html (15.06.2020)
- www.youtube.com/watch?v=2MRYzB-FItw (15.06.2020)