

Joanna Popławska

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,

Zakład Klimatologii

e-mail: joanna.poplawska@uw.edu.pl

**TORNADA SUPERKOMÓRKOWE W POLSCE – STUDIUM
PRZYPADKU Z 15 SIERPNI 2008**

Supercell tornadoes in Poland – case study (15th August 2008)

Słowa kluczowe: tornado, superkomórka burzowa, mezocyklon

Key words: tornado, supercell thunderstorm, mesocyclone

WPROWADZENIE

Nad Polską co roku notuje się kilkanaście przypadków zjawisk anemologicznych, które przez opinię społeczną lub media nazywane są tornadami. Najczęściej są to silne uderzenia wiatru prostoliniowego, a tylko nieliczne przypadki są związane z wiatrem wirowym. Wybiórczy monitoring tych zjawisk utrudnia przeprowadzenie wieloaspektowych badań związanych z tą tematyką. Skutkiem tego jest zaniechanie prac wdrożeniowych nad poprawą bezpieczeństwa w Polsce. Dotychczasowy system ostrzegania przed zjawiskami wiatrowymi nie jest w pełni skuteczny, gdyż komunikaty dotyczą zbyt dużego obszaru kraju – przeważnie wybranych województw. Jak dotąd detekcja tornad w Polsce jest utrudniona ze względu na ich lokalny charakter. Chociaż zjawiska te pojawiają się rzadko, to niestety bywają niszczycielskie w skutkach i stanowią duże zagrożenie dla zdrowia, a nawet życia ludzi.

Celem pracy jest więc określenie potencjalnych warunków sprzyjających powstawaniu tornad na obszarze naszego kraju, które są związane z przejściem superkomórek burzowych, jak również ocena możliwości ich wykrywania za pomocą dostępnych narzędzi.

STAN BADAŃ

W polskiej literaturze „wiatr wirowy wokół osi pionowej, o ograniczonej średnicy (kilkadziesiąt metrów), w postaci wirującego słupa, zwisającego z rozbudowanej chmury *Cb* do powierzchni Ziemi” jest określany mianem trąby powietrznej

(*Słownik...* 2003, s. 342). Tornadem zaś nazywana jest „silna trąba powietrzna występująca w Ameryce Północnej, o średnicy do kilkuset metrów, powodująca nieraz katastrofalne zniszczenia” (*ibidem*, s. 341). W USA, gdzie co roku notuje się najczęściej zjawisk tego typu (średnio około 1000 wirów), dokonano ich podziału ze względu na mechanizm powstawania. W *Słowniku meteorologicznym* Amerykańskiego Towarzystwa Meteorologicznego (*Glossary of Meteorology* 2000) wyróżniono więc:

- tornado superkomórkowe (*supercell tornado*),
- tornado niezwiązane z superkomórką burzową (*non-supercell tornado*), które powstaje nad wodą (*waterspout*) lub nad lądem (*landspout*),
- tornado linii szkwału (*gustnado*).

Do najgroźniejszych wirów powietrznych należą tornada superkomórkowe. Tworzą się w charakterystycznych układach burzowych nazywanych superkomórkami, które wyróżnia obecność mezocyklonu (ang. *mesocyclone*), czyli wirującego prądu wstępującego powietrza. Jego symptomem jest zmiana kierunku i prędkości wiatru z wysokością (ryc. 1), która wymusza powstanie poziomej rotacji powietrza przy gruncie. W miejscu gdzie oś rotacji natrafi na silny prąd wstępujący powietrza, może zostać odchylona w kierunku pionowym. Gdy powietrze, unosząc się z prądem, zaczyna rotować, może przekształcić się w mezocyklon. Jego rdzeń konwekcyjny jest zwykle pochylony zgodnie z kierunkiem wiatru w wyższych partiach troposfery, co wiąże się z obecnością na tej wysokości prądu strumieniowego. W warunkach znacznej chwiejności atmosfery odpowiada on za rozbudowę komórki burzowej. Duże uskoki wiatru przyczyniają się natomiast do odseparowania przeciwnie skierowanych prądów powietrza wewnątrz burzy, co także wpływa na jej rozwój. Jednak gdy znajdują się w swym sąsiedztwie, może on zostać zatrzymany: gdy prąd zstępujący FFD (*forward flank downdraft*) z przedniej części komórki i związane z nim opady znajdują się w zasięgu ciepłego prądu wstępującego, mogą doprowadzić do jego ochłodzenia, a przez to zatrzymania rozwoju burzy; w przeciwnym razie odizolowana strefa opadów pozwala na jej długie utrzymywanie się (nawet do kilku godzin) oraz na jej transformację w superkomórkę. Ostatecznie o powstaniu tornada decyduje prąd zstępujący RFD (*rear flank downdraft*), znajdujący się w tylnej części burzy. Gdy jest dostatecznie silny, może spowodować zejście wirującej kolumny powietrza poniżej podstawy chmury *Cumulonimbus* (Ahrens 1982, por. Markowski, Richardson 2009).

Ciekawe jest również zjawisko masowego występowania wirów powietrznych (*tornado outbreak*), które w polskiej terminologii można tłumaczyć jako inwazję tornad. Jest to formowanie się w grupach (lub pojedynczo) więcej niż dziesięciu¹ wirów z jednej komórki burzowej lub w wyniku połączenia się kilku takich komórek, w czasie nie dłuższym niż 48 godzin (Galway 1977). Niekiedy takie inwazje tornad mogą następować po sobie, tworząc serie (*tornado outbreak sequence*).

Za prekursorów badań nad tornadami uważa się głównie amerykańskich uczo-

¹ We wcześniejszej definicji za *tornado outbreak* przyjmowano zjawisko występowania co najmniej 6 tornad.



Ryc. 1. Schemat powstawania mezocyklonu w superkomórce burzowej

Fig. 2. Scheme of mesocyclone formation in the supercell

(Źródło/source:

http://web.gccaz.edu/~lnewman/gph111/topic_units/thunder_hurr/07_34.jpg)

nych, których najstarsze opracowania poświęcone tej tematyce pochodzą z drugiej połowy XIX w. Duże natężenie wirów powietrznych w USA, niespotykane nigdzie indziej na świecie, dawało im okazję prowadzenia częstych obserwacji tych zjawisk. Dzięki temu udało się im m.in. jako pierwszym prześledzić sytuacje pogodowe sprzyjające występowaniu tornad (Finley 1884; Showalter, Fulks 1943), opracować skalę ich intensywności (Fujita 1971), wyróżnić je na tle innych zjawisk wirowych (Bluestein 1985), określić ich przebieg w USA (Flora 1954), czy przedstawić mechanizm ich powstawania (Markowski, Richardson 2009). Obecnie Amerykanie od kilku lat prowadzą również pionierskie badania metodą *insitu*, tj. wykonują pomiary meteorologiczne podczas przejścia prognozowanych przez nich tornad. Jeżeli poprawnie określą drogę leja, mają szansę umieścić w jego wnętrzu sondy pomiarowe (Samaras, Lee 2006; Wurman i in. 2007, 2013). Dzięki tym informacjom będzie można lepiej zrozumieć fizykę zjawiska, a w przyszłości usprawnić system ostrzegawczy.

Choć tornado superkomórkowe występują także w innych regionach świata, nie są one aż tak dobrze rozpoznane jak w Stanach Zjednoczonych. Tworzą się w innych warunkach, co potwierdzili Brooks, Lee i Craven (2003). W Europie wirami powietrznymi zajmowali się początkowo m.in. Martins (1850), Reye (1872), Hellmann (1917), Wegener (1917, 1928), Letzmann (1923, 1939, 1944) czy Koschmieder (1940), a w późniejszych latach Reynolds (1999), Dotzek (2000, 2003), Thompson i in. (2002), Groenemeijer i van Delden (2007), Grünwald i Brooks (2011) czy Rauhala i in. (2012).

Większość publikacji dotyczących zjawisk wirowych występujących na obszarze Polski stanowią analizy pojedynczych przypadków zawirowań (Kolendowicz 2002, 2003, 2005; Walasek, Sudak 2008; Parfiniewicz 2009; Bełtot i in. 2010).

Dotychczasowy monitoring wiatrów wirowych w Polsce był prowadzony głównie przez H. Lorenc z IMGW na podstawie zbieranych przez nią doniesień prasowych. Z uwagi na różne warunki powstawania wydzieliła ona dwie grupy trąb

powietrznych występujących w naszych szerokościach geograficznych: związane z superkomórką burzową i związane ze strefami frontów szkwałowych. Według jej badań trąby powietrzne tworzą się od kwietnia do października, a maksimum ich występowania przypada na sierpień i lipiec. Wyznaczyła też szlak przemieszczania się tych zjawisk w postaci „szerokiego pasa kraju o kierunku SW-NE, od rejonu Opola, przez Wyżynę Krakowsko-Częstochowską, Mazowsze, Podlasie, aż po Suwalszczyznę” (Lorenc 2012, s. 84).

Na podstawie analizy wybranych przypadków trąb powietrznych, które utworzyły się nad Polską w latach 2001-2010, scharakteryzowano również warunki meteorologiczne sprzyjające ich występowaniu (Walczakiewicz i in. 2011). Wyniki tych badań wykazały, że zjawiskom wirowym najczęściej towarzyszy „środowisko podwyższonych pionowych uskoków wiatru i obniżonego poziomu kondensacji” (*ibidem*, s. 51). Ponadto tworzą się one „w warunkach umiarkowanej i niskiej energii konwekcji oraz dużej wilgotności powietrza w dolnej troposferze. Dodatkowo trąbom powietrznym sprzyja adwekcja mas powietrza z kierunków południowych, a ich większość formuje się w pobliżu chłodnych lub zafalowanych frontów atmosferycznych” (*ibidem*, s. 51).

Prowadzono także badania dotyczące możliwości prognozowania zjawisk wirowych w Polsce na podstawie opracowanego w tym celu wskaźnika (Taszarek, Kolendowicz 2014).

METODY BADAŃ I MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE

Na podstawie raportów Europejskiej bazy danych o groźnych zjawiskach pogodowych², dostępnych na stronie internetowej <http://www.essl.org/cgi-bin/eswd/eswd.cgi> (15 III 2014 r.), do analizy wybrano tornada, które utworzyły się w wyniku przejścia superkomórki burzowej nad obszarem Polski w dniu 15 VIII 2008 r. Następnie przeanalizowano obrazy radarowe z kilku godzin przed wystąpieniem tego zjawiska i z kilku godzin po jego pojawieniu się (w przedziale czasowym co 10 minut). Uwzględniono m.in. pionowy profil wiatru (VVP), wysokość wierzchołka echa radarowego (EHT), maksymalne wartości odbiciowości (MAX), wartości odbiciowości na wysokości 2 km n.p.m. (CAPPI - dBz). Ze względu na ograniczony zasięg radaru i możliwe zakłócenia jego wiązki do szczegółowych badań wykorzystano dane pochodzące ze stacji znajdujących się w odległości do 125 km od miejsca przejścia tornada. Pozyskano je z Ośrodka Teledetekcji Naziemnej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, który dysponuje siecią POLRAD, w skład której wchodzi 8 radarów meteorologicznych.

² ESWD (ang. *European Severe Weather Database*) to baza danych stworzona przez ESSL. Jej raportom nadaje się odpowiedni status wiarygodności: QC2 – gdy informacje w nich zawarte są w pełni zweryfikowane, QC1 – jeżeli informacje te zostały potwierdzone, QC0+ – jeśli informacje te są dość prawdopodobne oraz QC0 – w przypadku gdy informacje zawarte w raporcie nie zostały jeszcze sprawdzone.

Posłużono się też zdjęciami satelitarnymi, za pomocą których rozpoznano typ układu burzowego, prześledzono jego rozwój i określono obecność mezocyklonu. Obrazy satelitarne pobrano ze strony <http://www.sat24.com/> oraz <http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/>.

Sytuację pogodową przedstawiono na podstawie map IMGW i *Wetterzentrale*.

Do analizy wykorzystano wybrane wskaźniki termodynamiczne, kinematyczne oraz kompozytowe, które wyliczono w programie *Microsoft Excel* – na podstawie danych uzyskanych z pionowych sondowań atmosfery. W pracy uwzględniono sondáže aerologiczne wykonane w odległości do 200 km od miejsca wystąpienia tornada i w czasie nie dłuższym niż 6 godzin przed ich pojawieniem się lub 3 godziny po ich utworzeniu (Potvin i in. 2010). Danych tych dostarczyły stacje pomiarowe znajdujące się w Polsce (Wrocław, Legionowo) oraz w krajach sąsiednich (Poprad, Prostejov). Diagramy pobrano ze strony internetowej <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Poniżej zamieszczono wykaz wskaźników. Niektóre z nich obliczono w sposób szczegółowy – w odniesieniu do danej cząstki powietrza:

- **sb** (*surface based*) – podnoszonej z ziemi,
- **mu** (*most unstable*) – najbardziej niestabilnej,
- **ml** (*mean layer*) – uśrednionej z dolnych 500 m.

Wskaźniki

CIN (*Convective Inhibition*) – inhibicja konwekcyjna – wyrażana w Jkg^{-1} . Jest to ilość energii, jaka jest potrzebna do przewyciężenia sił wstrzymujących konwekcję, która stanowi przeciwieństwo energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie, tj. wskaźnika CAPE. Wyznacza się ją przez obliczenie na diagramie termodynamicznym *Skew-T* pola powierzchni między adiabatą wilgotną a krzywą stratyfikacji termicznej, w warstwie, w której temperatura wirtualna cząstki próbnej jest mniejsza od temperatury wirtualnej otaczającej ją atmosfery – zwykle to warstwa od poziomu powierzchni Ziemi do poziomu swobodnej konwekcji (LFC):

- wartość CIN powyżej -50 Jkg^{-1} świadczy o słabej stabilności atmosfery – możliwy rozwój procesów konwekcyjnych przy średniej wartości CAPE;
- wartość CIN powyżej 0 Jkg^{-1} świadczy o niestabilności atmosfery – nieograniczony rozwój procesów konwekcyjnych; możliwe trąby powietrzne.

CAPE (*Convective Available Potential Energy*) – energia potencjalna dostępna konwekcyjnie – wyrażana w Jkg^{-1} . Jest to ilość energii, jaka byłaby dostępna dla procesów konwekcyjnych, gdyby cząstka próbna powietrza została wyniesiona na zadaną wysokość pionowo do góry. Wyznacza się ją przez obliczenie na diagramie termodynamicznym *Skew-T* pola powierzchni między adiabatą wilgotną a krzywą stratyfikacji termicznej, w warstwie od poziomu swobodnej konwekcji (LFC) do poziomu równowagi (EL):

- wartość CAPE powyżej 1000 Jkg^{-1} świadczy o umiarkowanej niestabilności

atmosfery; prawdopodobne tworzenie się trąb powietrznych w niewielkich i średnich układach konwekcyjnych, bardzo prawdopodobne – w dużych układach konwekcyjnych;

- wartość CAPE powyżej 2500 Jkg^{-1} świadczy o dużej niestabilności atmosfery; bardzo prawdopodobne tworzenie się trąb powietrznych nawet w niewielkich układach konwekcyjnych.

CAPE _(0-3km) (*Convective Available Potential Energy 0-3 km*) – energia potencjalna dostępna konwekcyjnie, liczona dla warstwy znajdującej się do 3 km nad ziemią – wyrażana w Jkg^{-1} .

DCAPE (*Downdraft Convective Available Potential Energy*) – energia potencjalna prądów zstępujących dostępna konwekcyjnie – wyrażana w Jkg^{-1} :

- wartość DCAPE powyżej 1000 Jkg^{-1} świadczy o silnych prądach zstępujących powietrza.

LI (*Lifted Index*) – wyporność cząstki powietrza na danym poziomie troposfery (np. 500 hPa) – wyrażana w $^{\circ}\text{C}$. Jest to różnica między temperaturą powietrza na danej wysokości (np. 500 hPa) a temperaturą cząstki powietrza uniesionej do tej wysokości z niższego poziomu, np. z powierzchni ziemi:

- wartość LI poniżej -6°C świadczy o dużej niestabilności atmosfery – bardzo możliwe wystąpienie groźnych burz.

LCL (*Lifted Condensation Level*) – poziom podstawy chmury – wyrażany w m. Jest to wysokość nad powierzchnią ziemi, na której dochodzi do kondensacji pary wodnej:

- wartość LCL między 500 a 1000 m sprzyja rozwojowi trąb powietrznych.

LFC (*Level of Free Convection*) – poziom swobodnej konwekcji – wyrażany w m. Jest to wysokość nad powierzchnią ziemi, powyżej której cząstka próbna powietrza będzie poruszać się swobodnie do góry:

- mała różnica między LFC a LCL sprzyja rozwojowi zjawisk burzowych.

EL (*Equilibrium Level*) – tzw. poziom równowagi – wyrażany w m. Jest to wysokość, do której rozwijają się kowadła chmur burzowych, ale nie wierzchołki tych chmur. Na diagramie termodynamicznym stanowi ona punkt przecięcia trajektorii unoszącej się cząstki powietrza z krzywą stratyfikacji.

SRH _(0-1km), **SRH** _(0-3km) (*Storm-Relative Helicity 0-1km, 0-3km*) – względna skrętność burzowa liczona dla warstwy znajdującej się do 1 km lub do 3 km nad ziemią – wyrażana w m^2s^{-2} .

- wartość **SRH** _(0-1km) powyżej $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ i wartość **SRH** _(0-3km) powyżej $300 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ świadczy o bardzo możliwym zagrożeniu związanym z wystąpieniem trąb

powietrznych.

ESRH (*Effective Storm-Relative Helicity*) – efektywna względna skrętność burzowa – wyrażana w m^2s^{-2} . Wskaźnik ESRH jest liczony w efektywnej warstwie napływu, która zależy od wartości CAPE i CIN.

EHI_(0-1km), **EHI**_(0-3km) (*Energy-Helicity Index 0-1km, 0-3km*) – niemianowane wskaźniki energii oraz skrętności liczone dla warstwy znajdującej się do 1 km lub do 3 km nad ziemią.

STP_{old}, **STP**_{new} (*Significant Tornado Parameter old, new*) – niemianowane wskaźniki silnego tornada liczone na podstawie: sbCAPE, sbCIN, sbLCL, SRH_(0-1km) i Shear_(0-6 km) (STP_{old}) lub mlCAPE_(0-1 km), mlCIN (0-1 km), mlLCL_(0-1 km), ESRH, *Effective Shear* (STP_{new}).

SCP_{old}, **SCP**_{new} (*Supercell Composite Parameter old, new*) – niemianowane wskaźniki superkomórki liczone na podstawie: muCAPE, SRH_(0-3km), BRN, Shear (SCP_{old}) lub muCAPE, ESRH i *Effective Shear* (SCP_{new}).

Shear_(X-Y km) – uskoki wiatru z warstwy od x km do y km nad ziemią – wyrażany w ms^{-1} . Można wyróżnić m.in.:

Shear_(0-6 km) – uskoki wiatru z warstwy do 6 km nad ziemią, tzw. DLS (*deep layer shear*);

Shear_(0-1 km) – uskoki wiatru z warstwy do 1 km nad ziemią, tzw. LLS (*low layer shear*).

BRN (*Bulk Richardson Number*) – niemianowany indeks określający iloraz wskaźnika CAPE i połowy kwadratu Shear_(0-6 km) tzw. DLS.

BRN Shear – indeks określający kwadrat różnicy między średnim wiatrem z warstwy 0-6 km a średnim wiatrem liczonym do 0,5 km – wyrażany w m^2s^{-2} ,

Effective shear – uskoki wiatru z dolnej połowy grubości chmury burzowej – wyrażany w ms^{-1} , liczony między podstawą warstwy efektywnej a środkiem chmury burzowej.

^{300 hPa}SR wind, **^{500 hPa}SR wind** – wskaźniki wiatru wiejącego w superkomórkę burzową na poziomie 300 hPa lub 500 hPa.

Tornado superkomórkowe w Polsce 15 sierpnia 2008

Według bazy ESWD nad Polską 15 VIII 2008 r. wystąpiła groźna inwazja tornad (*tornado outbreak*), związana z przejściem superkomórki burzowej. Zjawisku

towarzyszyły silne porywy wiatru, ulewy i gradobicia. Największe szkody odnotowano w województwach opolskim, śląskim i łódzkim. Potwierdzono utworzenie się co najmniej 10 tornad (ESWD – status raportu QC1). Następnego dnia wystąpiły dwa kolejne (ESWD – status raportu QC0+). W nocy z 16 na 17 sierpnia układy burzowe były nadal aktywne, ale tym razem zagrażały już innym województwom: mazowieckiemu, podlaskiemu i warmińsko-mazurskiemu.

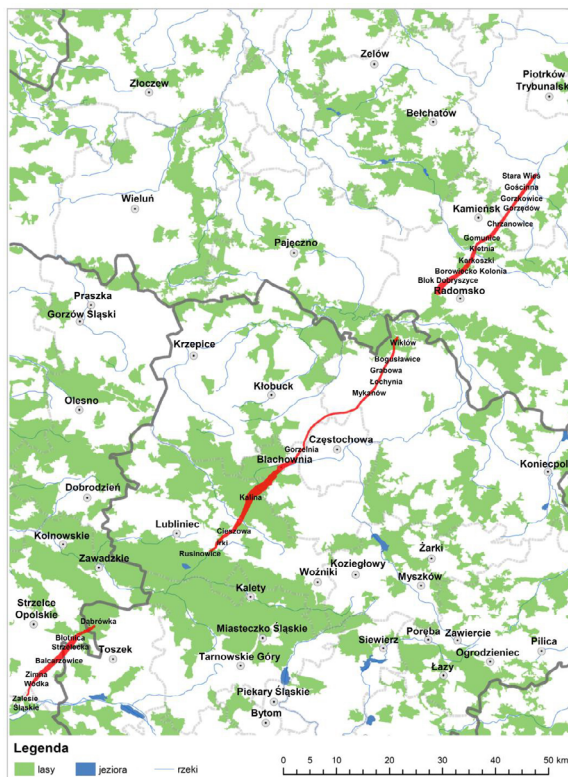
Analizując wszystkie doniesienia o tornadach (według raportów ESWD), stwierdzono, że zjawiska występujące nad Polską w dniu 15 VIII tworzyły się wzdłuż wąskiego pasa, skierowanego z południo-zachodu na północo-wschód, o łącznej długości ok. 125 km. Na podstawie dokumentacji filmowej i fotograficznej tych wirów, jak również zniszczeń dokonanych w drzewostanie, infrastrukturze publicznej i własności prywatnej oraz relacji samych świadków wydarzeń, wyróżniono wzdłuż tego pasa 3 nieprzerwane szlaki szkód, odzwierciedlające drogę potencjalnych lejów (ryc. 2).

Pierwsze wzmianki o tornadzie pochodzą z godziny 14:50 UTC i dotyczą granicy województw opolskiego i śląskiego. Szlak szkód rozpoczynał się przy drodze 426 nieopodal Zalesia Śląskiego (gmina Leśnica). Wir przemieścił się ku wsi Jaryszów i Zimna Wódka, a następnie dotarł do Sieronowic i Balcarzowic (gmina Ujazd). Stamtąd skierował się w stronę Błotnicy Strzeleckiej (gmina Strzelce Opolskie), mijając po drodze wieś Kopanina i Kotulin (gmina Toszek). Świadkowie donoszą, że zniknął nad lasami w okolicach Dąbrówki (gmina Wielowieś). Długość drogi, po której poruszało się tornado, wyniosła prawie 20 km, a jej szerokość dochodziła miejscami do 1 km. Siłę tego zawirowania oceniono na stopień F3 w skali Fujity (T7 w skali TORRO), ale niektóre zniszczenia sugerują, że mógł to być wir o sile F4. W wyniku przejścia tego groźnego zjawiska 15 osób zostało poszkodowanych. W mieście Knurów (powiat gliwicki) także w tym czasie odnotowano tornado, ale było ono znacznie słabsze. Jest to jednak dowód na to, że wystąpiły co najmniej dwa mezocyklony, w następstwie których utworzyły się zawirowania.

Okolo godziny 15:30 UTC lej o sile F3 pojawił się w Rusinowicach (gmina Koszęcin), rozpoczynając tym samym drugi ciągły pas zniszczeń. Przeszedł on przez Irki, Cieszową (gmina Koszęcin), Olszynę i Kalinę (gmina Herby). Na wymienionym odcinku tego szlaku (o łącznej długości prawie 15 km) jego średnia szerokość osiągała przeważnie 400 m. Zawirowaniu towarzyszył opad gradu wielkości 4 cm. Niestety w następstwie tych zdarzeń dwie osoby poniosły śmierć – strop domu przygniótł młodą kobietę w Rusinowicach, a we wsi Kalina drzewo powalone przez wir powietrzny przygniótło mężczyznę, który szukał schronienia w domku letniskowym. Ponadto trzecia osoba zginęła w Łodzi na skutek porażenia prądem z zerwanej trójfazowej linii elektrycznej. Żywiol uszkodził ponad 160 budynków. Nieco później, okolo godziny 16:00 UTC, w okolicy Blachowni (powiat częstochowski) także odnotowano tornado, choć tym razem nie okazało się aż tak tragiczne w skutkach. Raporty ESWD sugerują, że był to oddzielny wir, ale nieprzerwane szkody drzewostanu od Kaliny aż do tego miejsca dowodzą, że stanowił on kontynuację wcześniejszego zjawiska. W kolejnych minutach tornado

przemieszczało się w kierunku Gorzelni (gmina Blachownia). Niestety z uwagi na brak obszarów leśnych od tego miejsca, jego dalszą drogę wyznaczono wyłącznie na podstawie dokumentacji fotograficznej i filmowej. Najbardziej prawdopodobna trasa przebiegała więc przez okolice położone na zachód i północo-zachód od Częstochowy. Około godziny 16:20 UTC nieopodal Mykanowa (woj. śląskie), w pobliżu drogi krajowej nr 1 wir przewrócił autokar, którym podróżował Zespół Pieśni i Tańca Śląsk – ucierpiało 30 osób. Następnie wir skierował się w stronę Łochynii, Grabowej i Bogusławic (gmina Mykanów). Znikł w okolicy Wikłowa, przed wsią Łęg (gmina Kruszyna), pokonując trasę prawie 55 km.

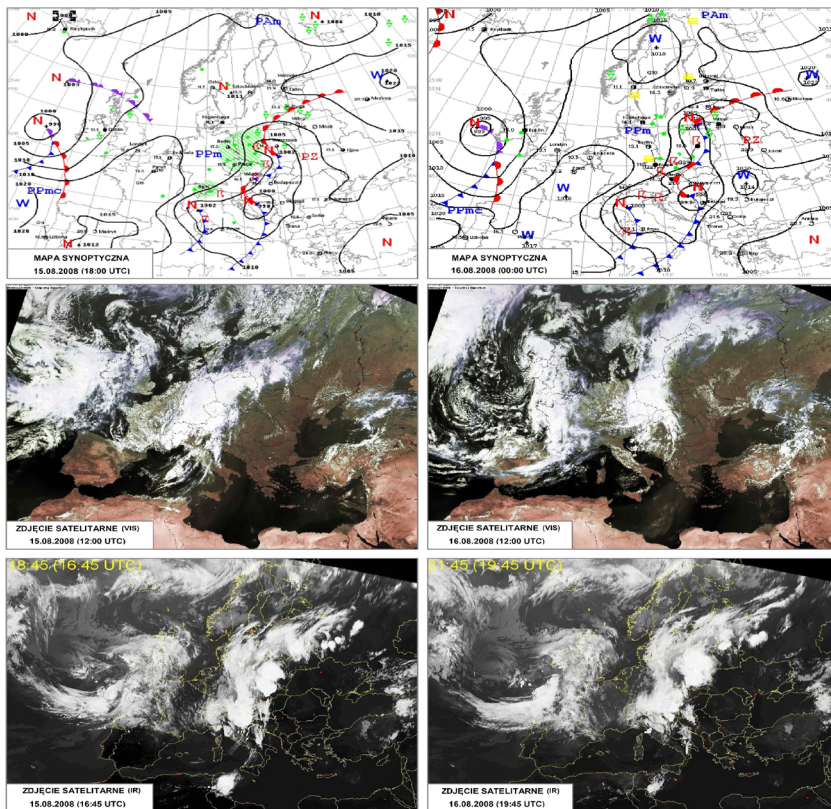
O godzinie 16:45 UTC tornado F3 pojawiło się na obszarze województwa łódzkiego i uszkodziło ponad 100 budynków w zachodniej dzielnicy Radomska (Stobiecko Miejskie). Był to początek ostatniego w tym dniu, trzeciego szlaku o łącznej długości prawie 35 km. Nieco słabszy lej zaobserwowano również nieopodal wsi Dobryszyce (pow. radomszczański). Pół godziny później zjawisko o sile F2 zniszczyło kolejne 20 budynków w miejscowościach: Borowiecko-Kolonia, Karkoszki, Kletnia, Gomunice oraz Chrzanowice (gmina Gomunice). Po godzinie 17:30 UTC wir o sile F3 odnotowano w Gorzędowie (gmina Kamieńsk), Gorzkowicach, Bukowinie, Gościnniej (gmina Gorzkowice) i Starej Wsi (gmina Rozprza). Wir znikł, dopiero gdy dotarł w rejon Doliny Pilicy.



Ryc. 2. Droga tornado na obszarze Polski w dniu 15 VIII 2008 (opracowanie własne)
Fig. 2. Path of tornadoes in Poland in 15 VIII 2008 (own study)

Sytuację synoptyczną w Europie kształtowały w tym czasie ośrodki niżowe (ryc. 3). Jedyne układy wyżowe występowały wtedy nad obszarem Rosji (Wyż Wschodnioeuropejski), natomiast Półwysp Iberyjski był pod niewielkim wpływem klinu Wyżu Azorskiego. Quasi-stacjonarny front atmosferyczny, który wówczas znajdował się nad środkową Europą, łączył niżej znad Półwyspu Skandynawskiego i północnej części Półwyspu Apenińskiego. Tym samym rozdzielał on dwie skrajne pod względem termicznym masy powietrza – zwrotnikową (gorącą, wilgotną), napływającą z południa Europy i znad Morza Śródziemnego, od polarnej morskiej (chłodnej), która obejmowała północno-zachodnią część kontynentu. Wzdłuż tego frontu tworzyły się liczne burze, które wyrządziły w Europie ogromne szkody. Były one wyjątkowo silne i szybko ewoluowały w ciągu dnia (Walasek, Sudak 2008).

15 VIII Polska znalazła się w zasięgu płytkiej zatoki związanej z wielocentrycznym niżem, jednak spadek ciśnienia w jego poszczególnych centrach był wówczas niewielki. Przez obszar kraju przebiegał ciepły front, ale w godzinach popołudnio-



Ryc. 3. Mapa synoptyczna oraz zdjęcia satelitarne Europy w świetle widzialnym (VIS) i w podczerwieni (IR) w dniach 15 i 16 VIII 2008

Fig. 3. Synoptic map and visible (VIS) and infrared (IR) satellite images of Europe in 15 and 16 VIII 2008 (źródła/sources: IMGW, EUMETSAT)

wych nad południową częścią Polski wyraźnie zaznaczył się wpływ zafalowanego frontu chłodnego. Różnica temperatury przy powierzchni ziemi między rozdzielonymi w ten sposób masami powietrza (polarna morska – zachodnia Polska; zwrotnikowa – wschodnia Polska) wyniosła od 12°C w godzinach porannych do 18°C w godzinach popołudniowych (Lorenc 2012). Takie warunki sprzyjały rozwojowi burz i towarzyszących im groźnych zjawisk pogodowych. Na Słowenii, we wschodniej Austrii i na zachodzie Słowacji odnotowano silne podmuchy wiatru i duże gradobicie. Słowenię nawiedziły też potężne ulewy, które wywołały powodzie. Niestety, w wyniku tych wszystkich zdarzeń zginęło w sumie 8 osób (dwie we Włoszech, jedna w Austrii, dwie na Słowacji oraz trzy w Polsce). Wiele osób zostało też ciężko rannych. Trudno jest również oszacować straty materialne, jakie te zjawiska wyrządziły ogółem.

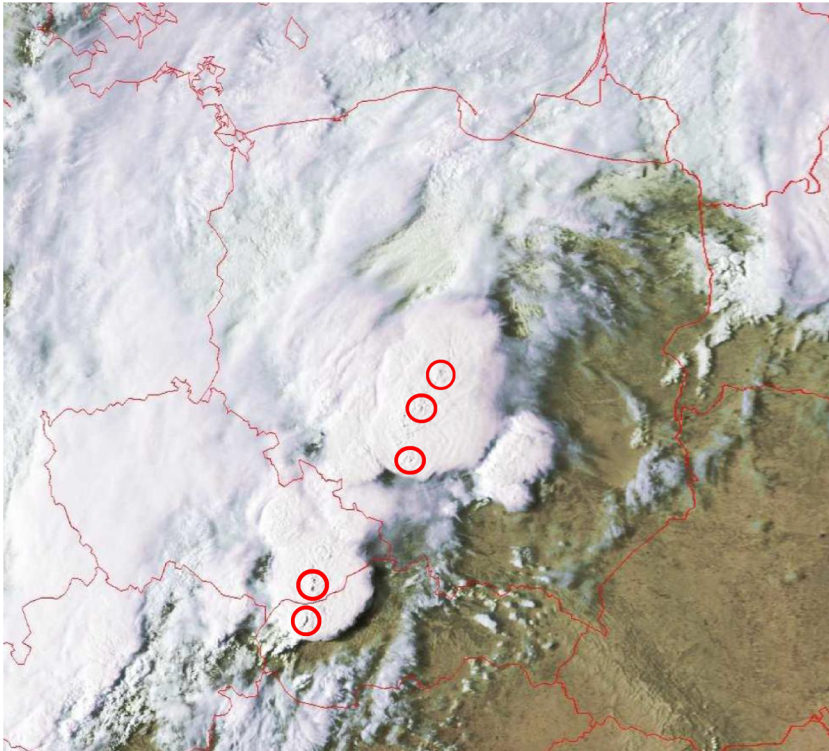
Tego dnia od wczesnych godzin rannych przez obszar naszego kraju przechodziły burze. Rozległa komórka przesuwała się z południo-zachodu Polski na północo-wschód. O godzinie 5:40 UTC radar w Brzuchani odnotował maksymalne wartości odbiciowości, dochodzące do 61,63 dBz koło Ogorzelnika (gm. Niegowa, pow. myszkowski, woj. śląskie). Okolicę tę nawiedziło wówczas potężne gradobicie. Opady gradu o średnicy nawet do 7 cm, towarzyszące tej formacji, wystąpiły też wcześniej nieopodal Katowic, Będzina i Czeladzi. Komórka burzowa, w następstwie której utworzyły się nad Polską niszczycielskie tornada, zaczęła kształtować się nad północnym obszarem Czech (na południe od Gór Opawskich) około 13:30 UTC. W ciągu zaledwie pół godziny przesunęła się nad terytorium Polski i objęła swym zasięgiem Płaskowyż Głubczycki, Kotlinę Raciborską i Równinę Niemodlińską. W dość krótkim czasie przyjęła charakter superkomórki i podobnie jak przechodzący rankiem tego dnia poprzedni układ burzowy kierowała się na północo-wschód kraju. Lokalnie odnotowano także kilka przypadków gradobicia związanego z jej przejściem, m.in.: 14:10 UTC – Gołuszowice, Gadzowice, Lwówiany (woj. opolskie, pow. głubczycki) – 5 cm; 14:40 UTC – Zdieszowice (woj. opolskie, pow. krapkowicki) – 6 cm; 15:30 UTC – Lubliniec, Piłka (woj. śląskie, pow. lubliniecki) – 4 cm.

Należy jednak zaznaczyć, że omawiana superkomórka burzowa była częścią większego mezocyklonalnego układu konwekcyjnego³, który wtedy przechodził

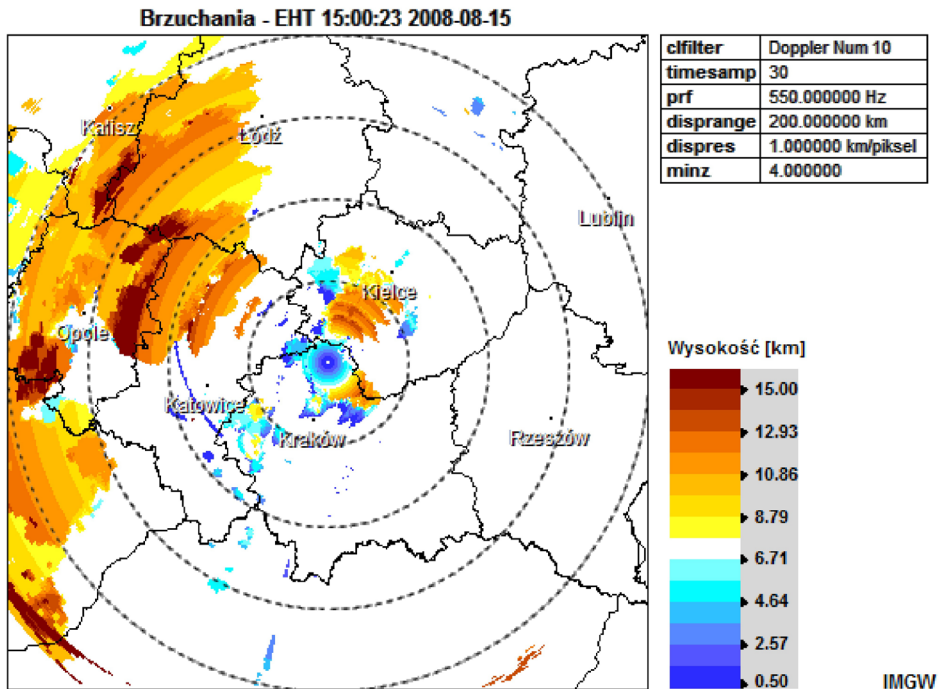
³ Mezocyklonalny układ konwekcyjny (ang. *Mesoscale Convective System*, w skrócie MCS) to rozległa burza utworzona z kilku lub kilkunastu osobnych komórek burzowych, która trwa co najmniej przez kilka godzin. Poszczególne komórki tego układu mogą formować się wzdłuż linii lub przybierać owalne kształty. Niekiedy do tych układów zalicza się również formacje burzowe, których nie można zaklasyfikować jako mezocyklonalny kompleks konwekcyjny (*Mesoscale Convective Complex*, w skrócie MCC) – głównie ze względu na niespełnione kryteria rozmiaru samego kompleksu, czasu jego trwania czy ekscentryczności. Powierzchnia MCC musi być bowiem widoczna na zdjęciach satelitarnych wykonanych w podczerwieni. Temperatura jego wierzchołków powinna być niższa lub równa -32°C na obszarze co najmniej 100 tys. km² i niższa lub równa -52°C na obszarze co najmniej 50 tys. km². MCC jest najaktywniejszy w porze nocnej, ponieważ powstaje z izolowanych komórek burzowych tworzących się późnym popołudniem i wieczorem. Najczęściej przyjmuje kształt okrągły lub owalny (ekscentryczność powinna być większa lub równa 0,7). Formacja MCC utrzymuje się co najmniej przez 6 godzin (Glossary... 2010).

przez środkową Europę. Część szkód była więc związana z silnym wiatrem, niekiedy o charakterze tornada.

Za wystąpienie w Polsce tornad odpowiadały dwie rozległe superkomórki burzowe, których obecność potwierdziły obrazy satelitarne. Na jednym z nich, wykonanym o godzinie 15:30 UTC (ryc. 4), widoczne są charakterystyczne wypiętrzenia przebijające się ponad kowadło chmury *Cb* (ang. *overshooting tops*), które rzucają na nią swój cień. Świadczą one o bardzo silnych prądach wstępujących powietrza i są jednym z symptomów tworzenia się mezocyklonu. Wierzchołki tych superkomórek mogły wówczas osiągać wysokość nawet ponad 15 km, co potwierdza obraz EHT wykonany przez radar w Brzuchani (ryc. 5).



Ryc. 4. Wypiętrzenia ponad kowadła superkomórek burzowych – w czerwonej obwódce – zdjęcie satelitarne Polski w świetle widzialnym z dnia 15 VIII 2008 o godzinie 15:30 UTC
Fig. 4. Overshooting Tops in supercell storms – in red border – visible satellite image of Poland in 15 VIII 2008 at 15:30 UTC (źródło/source: NOAA, <http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/satpicsf/Bern/2008/>)

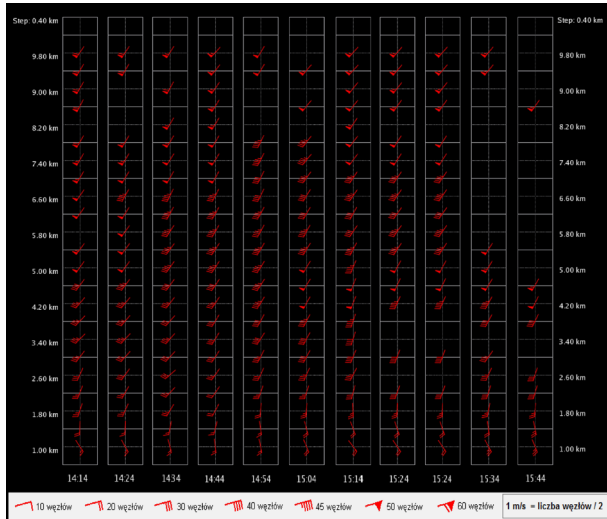


Ryc. 5. Wysokość wierzchołków chmur burzowych w dniu 15 VIII 2008 o godzinie 15:00 UTC

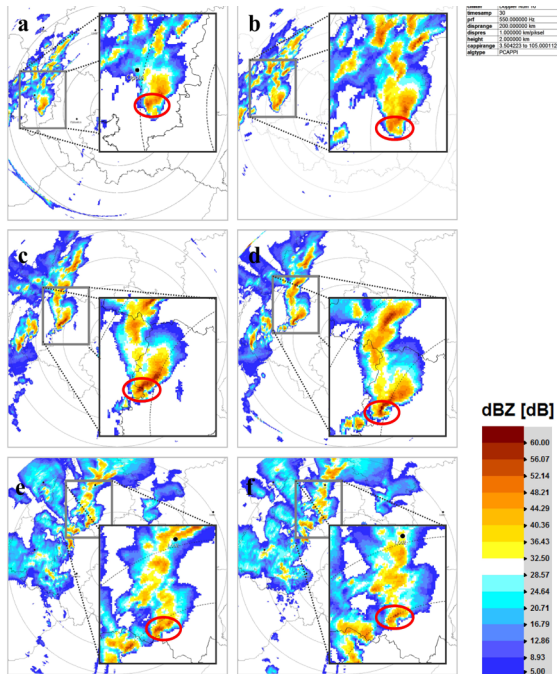
Fig. 5. The height of the tops of storm clouds in 15 VIII 2008 at 15:00 UTC (źródło/source: IMGW, EHT Brzuchania)

W pionowym profilu wiatru wykonanym przez radar w Brzuchani można zauważyć obecność prądu strumieniowego w środkowej troposferze na wysokości około 8 km (ryc.6), którego średnia prędkość wahała się od około 25 do 30 ms^{-1} . Należy jednak zaznaczyć, że prezentowane dane wyliczono na podstawie skanowania rejonu w odległości od 5 do 50 km od radaru. Nie obejmowały one więc bezpośrednio obszaru, nad którym tworzyły się tornada.

Analizując rozkład odbiciowości radarowej na wysokości 2 km n.p.m. CAPPI(dBz), można zauważyć, że echo radarowe komórki burzowej przyjmowało postać klastra (zob. Thompson i in. 2008). O godzinie 14:40 i 14:50 UTC było dostrzegalne charakterystyczne odbicie radarowe w kształcie haka (*hook echo*) (ryc. 9). Wyróżnia ono superkomórki, w których rozwinął się mezocyklon i występuje jedynie w tylnej części rdzenia burzy. W sprzyjających warunkach w jego okolicy może wystąpić tornado. Pierwszy lej, który 15 VIII utworzył się nad Polską (okolice Zalesia Śląskiego; 14:50 UTC), był zlokalizowany właśnie w tej strefie. Zawirowania, które rozpoczęły drugi pas zniszczeń (Rusinowice, 15:30 UTC) oraz trzeci (Radomsko, 16:45 UTC), też powstały w tym rejonie.



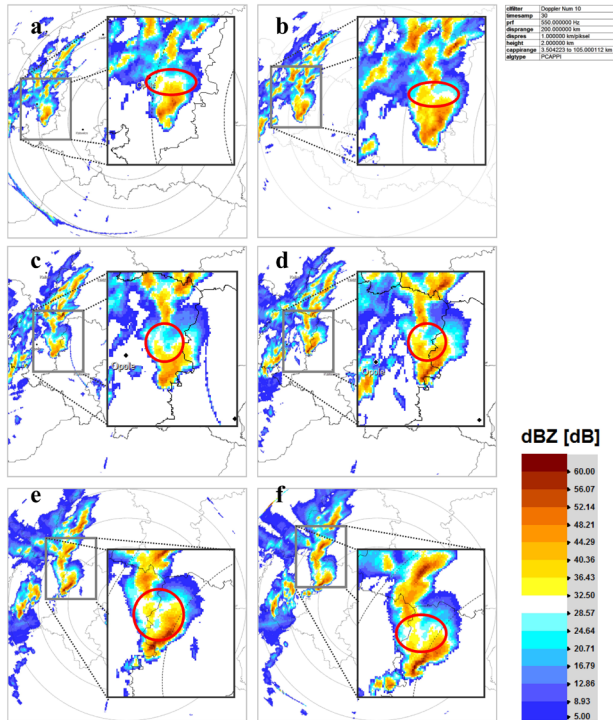
Ryc. 6. Pionowy profil wiatru w dniu 15 VIII 2008 w godzinach 14:14-15:44 UTC
Fig. 6. The vertical wind profile in 15 VIII 2008 at 14:14-15:44 UTC
 (Źródło/source: IMGW, VVP Brzuchania)



Ryc. 7. Odbicie radarowe *hook echo* (w czerwonej obwódce) widoczne w dniu 15 VIII 2008 o godzinie: a) - 14:40 UTC; b) - 14:50 UTC; c) - 15:20 UTC; d) - 15:30 UTC; e) - 16:30 UTC; f) - 16:40 UTC

Fig. 7. *Hook echo* signatures (in red border) in 15 VIII 2008 at: a) - 14:40 UTC; b) - 14:50 UTC; c) - 15:20 UTC; d) - 15:30 UTC; e) - 16:30 UTC; f) - 16:40 UTC
 (Źródło/source: IMGW, CAPPI (dBz) Brzuchania)

Ponadto w godzinach 14:40 – 15:30 UTC echo radarowe przedniej części rdzenia opadowego komórki burzowej przypominało tzw. *V-notch*, tj. wcięcie w kształcie litery ‘V’ (ryc. 8). Taka struktura odbicia często towarzyszy superkomórcie i świadczy o pewnej rozbieżności wiatrów w strefie głównego prądu wstępującego powietrza. Może również zapowiadać zejście w niedługim czasie silnego prądu zstępującego.



Ryc. 8. Odbicie radarowe *V-notch* (w czerwonej obwódce) widoczne w dniu 15 VIII 2008 o godzinie: a) - 14:40 UTC; b) - 14:50 UTC; c) - 15:00 UTC; d) - 15:10 UTC; e) - 15:20 UTC; f) - 15:30 UTC

Fig. 8. *V-notch* signatures (in red border) in 15 VIII 2008 at: a) - 14:40 UTC; b) - 14:50 UTC; c) - 15:00 UTC; d) - 15:10 UTC; e) - 15:20 UTC; f) - 15:30 UTC (Źródło / source: IMGW, CAPPI (dBz) Brzuchania)

Z analizy diagramów aerologicznych z dnia 15 VIII pochodzących ze stacji położonych najbliżej miejsc występowania tornad (Wrocław, Legionowo, Prostejov, Poprad) wynika, że masa powietrza zalegająca wówczas nad Polską była wilgotna i słabo chwiejna (ryc. 9). Wskaźnik LI, czyli wyporność cząstki na poziomie 500 hPa, z godziny 00:00 UTC wynosił: 3,57°C we Wrocławiu; 4,05°C w Legionowie; 2,79°C w Prostejowie i -1,93°C w Popradzie. O 12:00 UTC wartość wskaźnika LI we Wrocławiu wprawdzie nadal świadczyła o stabilności utrzymującej się masy powietrza (3,61°C), ale na pozostałych stacjach wystąpiły ujemne wartości: -0,25°C (w Legionowie), -3,32°C (w Prostejowie), -3,48°C (w Popradzie) –

przemawiające za występowaniem korzystnych warunków do rozwoju konwekcji i burz⁴.

Na podstawie danych z Wrocławia można stwierdzić, że wskaźniki energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie⁵ i energii potrzebnej do przewyciężenia sił hamujących konwekcję⁶, liczone w odniesieniu do cząstki podnoszonej z ziemi (sbCAPE; sbCIN), w odniesieniu do cząstki najbardziej niestabilnej (muCAPE; muCIN) i do uśrednionej cząstki z dolnych 500 m (mlCAPE; mlCIN), świadczyły o dużej stabilności atmosfery i były równe 0 Jkg⁻¹. Potwierdzają to też sondáže z Legionowa. Wartości sbCIN i muCIN (-80 Jkg⁻¹) oraz mlCIN (-100 Jkg⁻¹) sugerowały, że konwekcja byłaby możliwa tylko przy wysokich wartościach CAPE, które w tym czasie były jednak zbyt niskie: 170 Jkg⁻¹ (sbCAPE, muCAPE) i 70 Jkg⁻¹ (mlCAPE) i świadczyły o małym prawdopodobieństwie utworzenia się tornad. Prawie identyczne wartości CIN zanotowano także w Prostejowie, ale wartości CAPE były wtedy wyższe niż w Legionowie i świadczyły już o niewielkiej chwiejności: 640 Jkg⁻¹ (sbCAPE, muCAPE) i 450 Jkg⁻¹ (mlCAPE). Najwyższe wartości CAPE wystąpiły tego dnia w Popradzie (1950 Jkg⁻¹ – sbCAPE, muCAPE; 880 Jkg⁻¹ – mlCAPE) i dowodziły umiarkowanej chwiejności i możliwości wystąpienia tornad w małych i średnich układach konwekcyjnych (w dużych burzach utworzenie się tornad było bardzo prawdopodobne). Wartości sbCIN, muCIN (-10 Jkg⁻¹) i mlCIN (-80 Jkg⁻¹) też dowodziły pojawienia się chwiejności.

Względna skrętność burzowa liczona w warstwie do 3 km nad ziemią SRH_(0-3 km) świadczyła o dużym prawdopodobieństwie wystąpienia rotacji prądu wstępującego w burzy, która prowadzi do powstania mezocyklonu charakteryzującego superkomórki burzowe⁷ (261 m²s⁻² – Wrocław, 342 m²s⁻² – Legionowo, 256 m²s⁻² – Prostejov, 361 m²s⁻² – Poprad). Rozwojowi tornad superkomórkowych sprzyjały również wskaźniki SRH_(0-1 km) liczone do 1 km nad ziemią, które wyniosły odpowiednio: 161 m²s⁻², – Wrocław, 169 m²s⁻² – Legionowo, 138 m²s⁻² – Prostejov, 198 m²s⁻² – Poprad. Zdaniem niektórych autorów ryzyko wystąpienia wirów powietrznych wzrasta, gdy SRH przekracza 75 m²s⁻² (Thompson i Mead 2006).

⁴ Prawdopodobnie w trakcie wykonywania sondażu o godzinie 12:00 UTC Wrocław znajdował się już po drugiej (chłodniejszej) stronie frontu atmosferycznego.

⁵ Wartości CAPE powyżej 1000 Jkg⁻¹ świadczą o możliwości tworzenia się wiru w dużych układach burzowych, a powyżej 2500 Jkg⁻¹ – sugerują bardzo duże ryzyko formowania się tornad nawet w niewielkich burzach (por. www.eos.ubc.ca/courses/atsc201/A201Resources/SoundingTutorial1/SoundingTutorial1Readings.html#CAPE).

⁶ Wartości CIN większe od 0 Jkg⁻¹ wskazują na bardzo dużą niestabilność atmosfery i nieograniczone procesy konwekcyjne, w efekcie których mogą tworzyć się tornada (por. www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php).

⁷ Wartość SRH_(0-3 km) powyżej 300 m²s⁻² określa bardzo duży potencjał rozwoju mezocyklonu i niemal pewne utworzenie się superkomórek. Możliwe jest również wystąpienie tornad o sile F0-F3, a nawet inwazji tornad (por. www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php).

Wprawdzie indeksy energii i skrętności⁸ (EHI) liczone w odniesieniu do Wrocławia, Legionowa i Prostejowa wskazywały na znikome ryzyko utworzenia się superkomórki i tornad (wartości poniżej 1 czy wręcz równe lub zbliżone do 0), to w przypadku Popradu było ono niemal pewne (EHI_(0-3 km) wyniosło wówczas 4,3). Możliwe było wystąpienie tornad o sile F5. EHI_(0-1 km) wyniosło 2,3, co sprzyja powstawaniu wirów niezwiązanych z mezocyklonem.

Wskaźniki SCP i STP (*new, old*) w odniesieniu do Wrocławia i Legionowa nie były alarmujące i zbliżały się lub były równe 0, co oznacza niemezocyklonalny charakter burzy. Uwagę z pewnością zwrócić powinny wartości dla Popradu (SCP_{new} – 10,0, SCP_{old} – 7,0), które wyraźnie świadczyły o obecności mezocyklonu. Potwierdzają to też dane z Prostejowa (SCP_{new} – 2,8, SCP_{old} – 1,6). Wskaźniki STP nie były aż tak skrajne, choć w przypadku Prostejowa także przekroczyły wartość uznawaną w literaturze za progową⁹ (STP_{old} – 1,8).

Tornado, które tego dnia utworzyły się nad Polską, związane były z przejściem lewoskrętnej superkomórki burzowej RM, która poruszała się w prawo (*right-moving*). Na podstawie wskaźnika 300 hPa SR wind nie można było jednak określić jej charakteru¹⁰. Wartość 26,0 ms⁻¹ obliczona we Wrocławiu sugerowała, że była to klasyczna superkomórka, natomiast pozostałe wartości świadczyły już o typie HP10: 13,7 ms⁻¹ (Legionowo), 14,1 ms⁻¹ (Prostejov) oraz 7,3 ms⁻¹ (Poprad). Za klasycznym typem tej superkomórki przemawiać mogły wyraźne odbicia *hook echo* zauważalne wówczas na radarach lub znacznie odseparowane od siebie prądy wstępujące i zstępujące (<http://www.theweatherprediction.com/habyhints/42/>). O sile tych prądów zstępujących mogą świadczyć widoczne na radarze odbicia *V-notch*, choć wskaźniki DCAPE przyjmowały na wszystkich stacjach raczej umiarkowane wartości¹¹: energia konwekcji tych prądów była zatem najwyższa w Prostejowie (730 Jkg⁻¹) i w Popradzie (670 Jkg⁻¹), a we Wrocławiu i w Legionowie odnotowano odpowiednio 360 i 290 Jkg⁻¹. Obliczona prędkość wiatru wiejącego w superkomórkę burzową na poziomie 500 hPa przekraczała 8,0 ms⁻¹, co zwiększało prawdopodobieństwo wystąpienia zjawisk wirowych: wskaźnik 500 hPa SR wind wyniósł 13,1 ms⁻¹ (Wrocław), 12,0 ms⁻¹ (Legionowo), 12,2 ms⁻¹ (Prostejov) i 10,2 ms⁻¹ (Poprad).

⁸Wartość EHI powyżej 2,5 świadczy o wysokim ryzyku powstania superkomórki i tornad mezocyklonalnych oraz o bardzo wysokim ryzyku utworzenia się wirów niemezocyklonalnych. Możliwe jest również wystąpienie zawirowań o sile F2 lub mniejszej (por. www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php).

⁹Wartość wskaźników SCP, STP oraz EHI, powyżej 1 uznaje się za sprzyjającą tworzeniu się superkomórek (Edwards, Thompson 2000).

¹⁰Wartość 300 hPa SR wind mniejsza od 18 ms⁻¹ charakteryzuje superkomórkę HP związaną z silnym opadem (*high precipitation*), wartość pomiędzy 18-30 ms⁻¹ cechuje superkomórkę klasyczną (*classic supercell*), a wartość powyżej 30 ms⁻¹ związana jest z superkomórką LP (*low precipitation*), która przynosi słabe opady.

¹¹DCAPE powyżej 1000 Jkg⁻¹ sprzyja występowaniu silnych prądów zstępujących (Edwards, Thompson 2000).

O wystąpieniu tornad zadecydowały tego dnia silne uskoki wiatru w dolnej troposferze. Uskoki te liczone dla warstwy do 6 km nad ziemią ($\text{Shear}_{(0-6\text{ km})}$) wyniosły odpowiednio: $23,2\text{ ms}^{-1}$ (Wrocław), $26,6\text{ ms}^{-1}$ (Legionowo), $27,0\text{ ms}^{-1}$ (Prostejov) oraz $24,1\text{ ms}^{-1}$ (Poprad), co wiąże się już z bardzo dużym ryzykiem utworzenia się superkomórek burzowych. Uskok wiatru w warstwie granicznej ($\text{Shear}_{(0-1\text{ km})}$) we Wrocławiu, Legionowie i Prostejovie osiągał dość umiarkowane wartości (odpowiednio $7,0\text{ ms}^{-1}$, $6,8\text{ ms}^{-1}$, $8,8\text{ ms}^{-1}$), ale w Popradzie wyniósł $9,6\text{ ms}^{-1}$, co wyraźnie sprzyjało rozwojowi zawirowań. Wartości uskoków wiatru z warstwy do 8 km ($\text{Shear}_{(0-8\text{ km})}$) we Wrocławiu, Legionowie i Prostejovie uwzględniały notowany wówczas na tej wysokości prąd strumieniowy i wyniosły ponad 30 ms^{-1} – sprzyjały tym samym dłużej utrzymywaniu się superkomórek burzowych. W Popradzie wartość uskoków nie przekraczała 24 ms^{-1} .

Parametry $\text{BRN}_{\text{shear}}$ znacznie przekraczały wartości progowe przyjęte przez NOAA, które sprzyjają powstawaniu superkomórek ($35\text{--}40\text{ m}^2\text{s}^{-2}$). Wyniosły one $161\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ we Wrocławiu, $201\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ w Legionowie, $161\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ w Prostejovie i aż $209\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ w Popradzie.

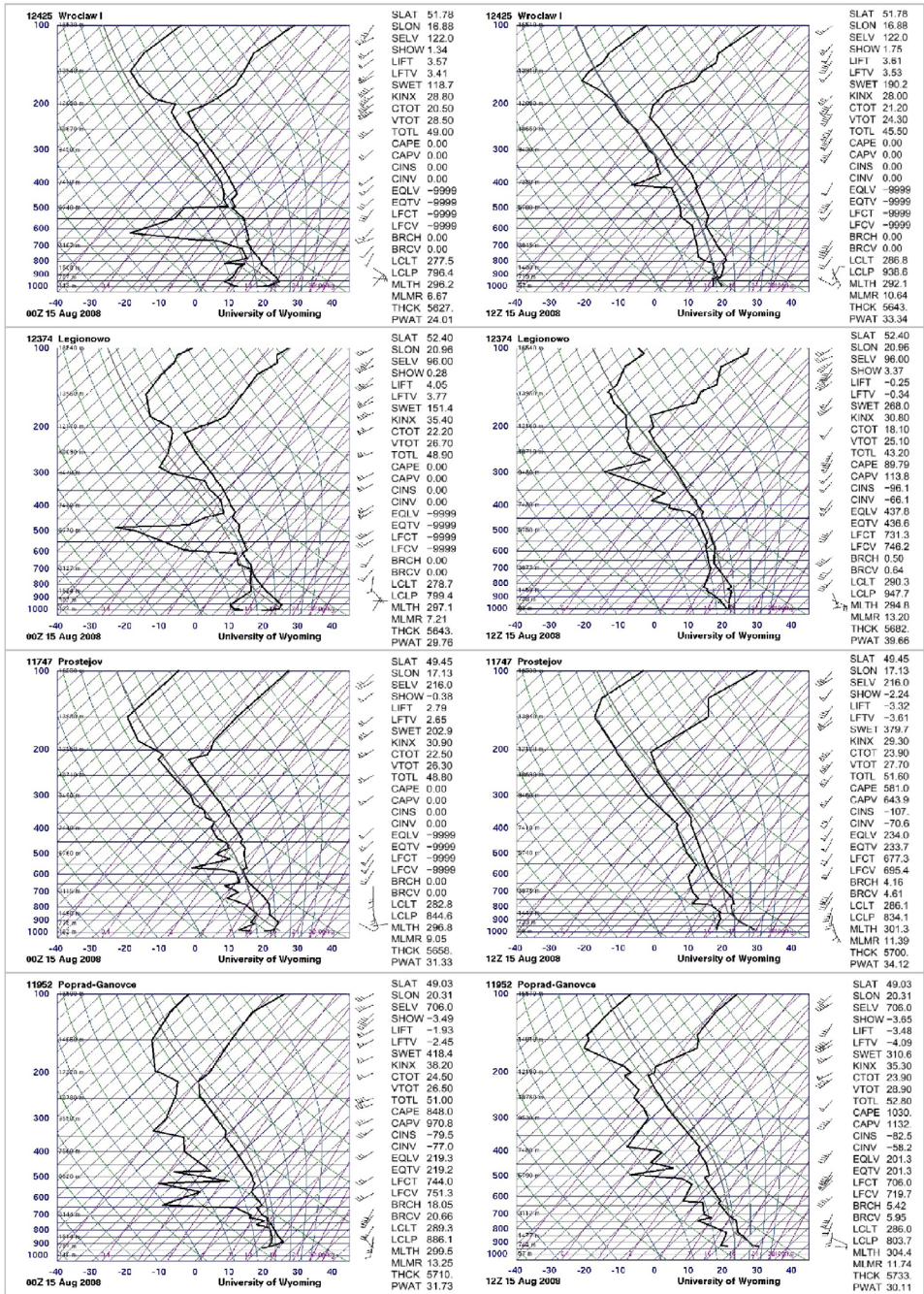
O możliwym utworzeniu się zjawisk wirowych na obszarze Polski świadczyły tego dnia pionowe profile wiatru w troposferze (związane z obecnością pionowych uskoków wiatru i wystąpieniem prądu strumieniowego już na wysokości 8 km), względna skrętność burzowa, ale też duża wilgotność względna, z którą był związany niski poziom kondensacji. Wartości LCL liczone w odniesieniu do cząstki powietrza we Wrocławiu wyniosły: sbLCL – 310 m, mlLCL – 470 m i muLCL – 1970 m, a w Legionowie odpowiednio 90, 430 i 90 m. Wyżej uformować się miały natomiast podstawy chmur w Prostejovie (odpowiednio 1380, 1390 i 1380 m) i w Popradzie (odpowiednio 1130, 1240 i 1130 m). Zestawienie tych danych zawiera tabela 1.

WNIOSKI

Spośród notowanych w Polsce zjawisk, które występują w postaci wiatru wirowego (przy uwzględnieniu przede wszystkim mechanizmu ich powstawania) można wyróżnić:

1. tornado – związane z mezocyklonem w superkomórce burzowej,
2. trąbę powietrzną – związaną z chmurą *Cb* lub *Cu con*, w której nie pojawił się mezocyklon,
3. wir powstający na linii szkwału – związany z frontem szkwałowym,
4. wir piaskowy lub pyłowy – związany z silną konwekcją występującą na suchych obszarach.

Do najsilniejszych i zarazem najbardziej niebezpiecznych zjawisk należą tornada. W przeciwieństwie do pozostałych zawirowań (w tym także do słabszych trąb powietrznych), prognozowanie tornad w Polsce jest możliwe, ale tylko przy jednoczesnym wykorzystaniu dostępnych narzędzi, które bezpośrednio lub w sposób pośredni mogą służyć ich detekcji.



Ryc. 9. Diagramy aerologiczne Skew-t z 15 VIII 2008 – 00:00 UTC (po lewej) i 12:00 UTC (po prawej)

Fig. 9. The Skew-t diagrams from 15 VIII 2008 – 00:00 UTC (left) i 12:00 UTC (right) (źródło/source: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)

Tabela 1. Wskaźniki wyliczone na podstawie sondaży aerologicznych w dniu 15 VIII 2008 – 12:00 UTC**Table 1.** The indicators calculated on the basis of aerological soundings in 15 VIII 2008 – 12:00 UTC

Wskaźnik <i>Indicators</i>	Stacja <i>Station</i>			
	Wrocław	Legionowo	Prostějov	Poprad
_{sb} CAPE	0 Jkg ⁻¹	170 Jkg ⁻¹	640 Jkg ⁻¹	1950 Jkg ⁻¹
_{ml} CAPE _(500 m)	0 Jkg ⁻¹	70 Jkg ⁻¹	450 Jkg ⁻¹	880 Jkg ⁻¹
_{mu} CAPE	0 Jkg ⁻¹	170 Jkg ⁻¹	640 Jkg ⁻¹	1950 Jkg ⁻¹
_{sb} CIN	0 Jkg ⁻¹	-80 Jkg ⁻¹	-80 Jkg ⁻¹	-10 Jkg ⁻¹
_{ml} CIN _(500 m)	0 Jkg ⁻¹	-100 Jkg ⁻¹	-110 Jkg ⁻¹	-80 Jkg ⁻¹
_{mu} CIN	0 Jkg ⁻¹	-80 Jkg ⁻¹	-80 Jkg ⁻¹	-10 Jkg ⁻¹
ICAPE	0 kJm ⁻²	40 kJm ⁻²	560 kJm ⁻²	1050 kJm ⁻²
ICIN	0 kJm ⁻²	-100 kJm ⁻²	-240 kJm ⁻²	-120 kJm ⁻²
_{sb} LI	3,80°C	-0,68°C	-3,56°C	-5,61°C
_{ml} LI _(500 m)	3,90°C	0,05°C	-2,98°C	-3,19°C
_{mu} LI	1,60°C	-0,68°C	-3,56°C	-5,61°C
_{sb} LCL	310 m	90 m	1380 m	1130 m
_{ml} LCL _(500 m)	470 m	430 m	1390 m	1240 m
_{mu} LCL	1970 m	90 m	1380 m	1130 m
_{sb} LFC	-	2440	3030	1980
_{ml} LFC _(500 m)	-	2680	3140	2390
_{mu} LFC	3920	2440	3030	1980
_{sb} EL	-	8540	10880	11880
_{ml} EL _(500 m)	-	6080	10290	11390
_{mu} EL	4520	8540	10880	11880
_{sb} CAPE _{0-3 km}	0	10	0	80
_{ml} CAPE _{0-3 km}	0	0	0	30
_{mu} CAPE _{0-3 km}	0	10	0	80
DCAPE	360 Jkg ⁻¹	290 Jkg ⁻¹	730 Jkg ⁻¹	670 Jkg ⁻¹
Shear _{0-6 km}	23,2 ms ⁻¹	26,6 ms ⁻¹	27,0 ms ⁻¹	24,1 ms ⁻¹
Shear _{0-1 km}	7,0 ms ⁻¹	6,8 ms ⁻¹	8,8 ms ⁻¹	9,6 ms ⁻¹
Shear _{0-2 km}	9,4 ms ⁻¹	20,2 ms ⁻¹	18,3 ms ⁻¹	22,1 ms ⁻¹
Shear _{0-3 km}	18,5 ms ⁻¹	24,2 ms ⁻¹	20,8 ms ⁻¹	20,9 ms ⁻¹
Shear _{0-8 km}	30,7 ms ⁻¹	30,6 ms ⁻¹	34,9 ms ⁻¹	23,9 ms ⁻¹
Shear _{1-8 km}	27,5 ms ⁻¹	26,9 ms ⁻¹	27,3 ms ⁻¹	17,8 ms ⁻¹
Shear _{3-6 km}	4,7 ms ⁻¹	3,0 ms ⁻¹	6,3 ms ⁻¹	3,2 ms ⁻¹
BRN	0	0,25	1,59	3,55
BRN _{shear}	161,0 m ² s ⁻²	201,0 m ² s ⁻²	161,0 m ² s ⁻²	209,0 m ² s ⁻²

SRH _(0-3 km) (RM)	261,0 m ² s ⁻²	342,0 m ² s ⁻²	256,0 m ² s ⁻²	361,0 m ² s ⁻²
SRH _(0-1 km) (RM)	161,0 m ² s ⁻²	169,0 m ² s ⁻²	138,0 m ² s ⁻²	198,0 m ² s ⁻²
500 hPa SR wind	13,1 ms ⁻¹	12,0 ms ⁻¹	12,2 ms ⁻¹	10,2 ms ⁻¹
300 hPa SR wind	26,0 ms ⁻¹	13,7 ms ⁻¹	14,1 ms ⁻¹	7,3 ms ⁻¹
SCP _{new} (RM)	0,0	0,1	2,8	10,0
SCP _{old} (RM)	0,0	0,6	1,6	7,0
STP _{new} (RM)	0,0	0,0	0,0	0,4
STP _{old} (RM)	0,0	0,2	0,3	1,8
EHI _(0-1 km) (RM)	0,0	0,2	0,5	2,3
EHI _(0-3 km) (RM)	0,0	0,4	1,0	4,3

Źródło/Source: opracowanie własne na podstawie / own study based on <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

Jednym ze sposobów wykrywania niebezpiecznych wirów związanych z mezocyklonem jest analiza synoptyczna: na przykład, zjawiskom tworzącym się w Polsce najczęściej sprzyja występowanie frontu zafalowanego i chłodnego (Walczakiewicz i in. 2011; Lorenc 2012).

Niezbędnych informacji dostarczają również mezoskalowe numeryczne modele pogody oraz sondáže atmosferyczne, dzięki którym można obliczyć wskaźniki termodynamiczne, parametry kinematyczne oraz kompozytowe. Przeprowadzone w Stanach Zjednoczonych szczegółowe analizy tych wszystkich indeksów podczas dni, w których wystąpiły tornado, pozwoliły na dość dokładne określenie najbardziej sprzyjającego im środowiska. Przyjęte przez amerykańców wartości progowe danych parametrów, świadczące o ryzyku utworzenia się tornado, nie sprawdzają się jednak w naszych szerokościach geograficznych. Na podstawie analizy zjawisk z obszaru Europy powinno się zatem opracować inne kryteria w odniesieniu do uwarunkowań naszego kontynentu. Znane są bowiem przypadki tornad, które wystąpiły w Polsce przy małych wartościach CAPE, ale przy silnych uskokach wiatru: 15 VIII 2008 r., *sbCAPE* – 170 Jkg⁻¹, *DLS* – 26,6 ms⁻¹ (sondaż z Legionowa, 12:00 UTC), czy takie, które utworzyły się przy dużych wartościach CAPE, ale znikomych uskokach wiatru: 30 VI 2009 r., *sbCAPE* – 2690 Jkg⁻¹, *DLS* – 2,9 ms⁻¹ (sondaż z Legionowa, 12:00 UTC) oraz zarówno przy umiarkowanych wartościach CAPE, jak i umiarkowanych uskokach wiatru: 14 VII 2012 r., *sbCAPE* – 800 Jkg⁻¹, *DLS* – 15,0 ms⁻¹ (sondaż z Łeby, 12:00 UTC).

Jedną z metod prognozowania tornad jest też bieżąca analiza danych teledetekcyjnych. Wykorzystując aktualne obrazy z satelity geostacjonarnego, można śledzić rozwój groźnych układów burzowych i wyznaczać najbardziej prawdopodobny kierunek ich przemieszczania. Niekiedy dostrzegalne są również symptomy bardzo silnych prądów wstępujących, które mogą świadczyć o obecności mezocyklonu.

Radary meteorologiczne wykorzystujące efekt Dopplera również umożliwiają wykrycie zjawiska mezocyklonu. W tym celu śledzi się głównie pole rozkładu

prędkości radialnych i odbiciowość niższych elewacji. Na przykład, przeprowadzona na potrzeby niniejszej pracy analiza obrazów radarowych (CAPPI dbz) z 15 VIII 2008 r. pozwoliła m.in. wykryć charakterystyczną strukturę *hook echo*, która była widoczna już na kilkanaście minut przed utworzeniem się tornada. Amerykańscy uczeni dowodzą, że to specyficzne odbicie radarowe z dużym prawdopodobieństwem jest związane z wystąpieniem tych zjawisk (Forbes 1981).

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej dysponuje więc odpowiednimi narzędziami, aby monitorować rozwój niebezpiecznych zjawisk konwekcyjnych (należą do nich m.in. sieć radarowa POLRAD, sieć stacji aerologicznych, system wyładowań PERUN, mezoskalowy numeryczny model COSMO, obrazy z satelity geostacjonarnego METEOSAT), ale jak dotąd brakuje jednostki, która kompleksowo analizowałaby bieżące informacje. Niestety komunikaty wydawane obecnie przez IMGW, które mają ostrzegać społeczeństwo przed zagrożeniem ze strony tornad, dotyczą zbyt dużej części kraju (zazwyczaj odnoszą się do obszaru kilku województw) i obowiązują nawet przez kilkanaście lub kilkadziesiąt godzin. Zapewnienie odpowiedniego bezpieczeństwa w kraju wiąże się więc z koniecznością poprawy jakości tych ostrzeżeń, która powinna polegać na określeniu możliwie najdokładniejszej drogi przejścia groźnych zjawisk wirowych oraz na sprecyzowaniu czasu ich występowania. Niezbędne jest także opracowanie efektywnego systemu powiadamiania lokalnych społeczności o potencjalnym zagrożeniu w ich regionie, z jak największym wyprzedzeniem czasowym. W tym celu z pewnością można wykorzystać istniejący już Regionalny System Ostrzegania, który bazuje na sygnale naziemnej telewizji cyfrowej, oraz sieć telefonii komórkowej, za pomocą której można przesyłać stosowne informacje do odbiorników znajdujących się w zasięgu wybranych masztów telekomunikacyjnych. Takie rozwiązania technologiczne pozwoliłyby ostrzec wybraną grupę osób przebywających na danym terenie o zagrożeniu ze strony potencjalnego tornada. Co ważne, powinno się również rozpocząć badania ukierunkowane na wydłużenie czasu, jaki jest przeznaczony na odpowiednie ostrzeżenie ludności przed zbliżającym się zagrożeniem ze strony tornada.

Literatura

- Ahrens C.D., 1982, *Meteorology Today*, West Publishing Company, New York.
- Bebłot G., Dubiel G., Konarski J., Tuszyńska I., 2010, Groźne zjawiska atmosferyczne na terenie Polski w dniu 15 sierpnia 2008 r., Ryzyko w problemach zagrożeń środowiska, IMGW, Warszawa.
- Bluestein H.B., 1985, The formation of a "landspout" in a "broken-line" squall line in Oklahoma, Preprints, 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer. Meteor. Soc., 267-270.
- Brooks H.E., Lee J.W., Craven J.P., 2003, The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data, *Atmos. Res.* 67-68, 73-94.
- Dotzek N., 2000, Tornadoes from a Central European perspective, Proc. Risk Prediction

- Initiative workshop on Tornadoes and Hail, Bermuda, 16-17 XI 2000.
- Dotzek N., 2003, An updated estimate of tornado occurrence in Europe, *Atmos. Res.* 67-68, 153-161.
- Edwards R., Thompson R.L., 2000, RUC-2 supercell proximity soundings, Part II: An independent assessment of supercell forecast parameters, 20th Conference on Severe Local Storms, Orlando, AMS, 435-438.
- Finley J.P., 1884, Characteristics of tornadoes, U.S. Signal Service, Notes No. 12, Washington, D.C.
- Flora S.D., 1954, *Tornadoes in the United States*, University of Oklahoma Press.
- Forbes G., 1981, On the reliability of hook echoes as tornado indicators, *Monthly Weather Review* 109, 7, 1457-1466.
- Fujita T.T., 1971, Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity, *University of Chicago SMRP Research Paper* 91.
- Galway J.G., 1977, Some climatological aspects of tornado outbreaks, *NSSFC* 105, 477-484.
- Glossary of Meteorology*, 2000, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts.
- Groenemeijer P.H., van Delden A., 2007, Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands, *Atmospheric Research* 83, 473-487.
- Grünwald S., Brooks H.E., 2011, Relationship between sounding derived parameters and the strength of tornadoes in Europe and the USA from reanalysis data, *Atmospheric Research* 100, 479-488.
- Hellmann G., 1917, Die ältesten Untersuchungen über Windhosen, *Beitrag zur Geschichte der Meteor.* 2, 329-334.
- Kolendowicz L., 2002, Occurrence of a devastating T-7-T8 tornado (trąba powietrzna) in Poland, 29 May 2001, *The Journal of Meteorology* 27, 270, 204-207.
- Kolendowicz L., 2003, Tornadoes observed in Poland in 2002, *The Journal of Meteorology* 28, 280, 231-233.
- Kolendowicz L., 2005, Waterspouts in the Bay of Gdańsk on 14 August 2003, and the occurrence of tornado in the vicinity of Łódź, Poland 9 VII 2004, *The Journal of Meteorology* 30, 299, 185-187.
- Kolendowicz L., 2009, A report on the days with tornadoes in Poland in 2007, *The International Journal of Meteorology* 34, 342, 274-279.
- Koschmieder H., 1940, Über Tromben, *Wiss. Abhandl. d. Reichsamtes f. Wetterdienst* 6, Berlin.
- Letzmann J.P., 1923, Die Peipus – Trombe am 3. August 1922, *Sitzungsber. d. Naturf. Ges. Univ. Dorpat* 28, 8-42.
- Letzmann J.P., 1939, Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben, *Int. Meteor. Org., Klimatol. Komm., Protokolle der Tagung in Salzburg*, 13-17 IX 1937, Publ. 38, *Leyde, Anlage* 11, 91-110.
- Letzmann J.P., 1944, Richtlinien zur Erforschung von Tromben, Tornados, Wasserhosen und Kleintromben, *Forschungsstelle f. atmos. Wirbel*, Graz.
- Lorenc H. 2012, *Maksymalne prędkości wiatru w Polsce*, IMGW, PIB, Warszawa.
- Markowski P.M., Richardson Y.P., 2009, Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research, *Atmospheric Research* 93, 3-10.
- Martins C., 1850, Anweisung zur Beobachtung der Windhosen oder Tromben, Poggen-

- dorfs Ann. Phys. 81, 444-467.
- Parfiniewicz J.W., 2009, Tornado w rejonie Częstochowy – 20 lipca 2007. Część I: Analiza synoptyczna, Część II: Symulacje komputerowe i analiza 3D, *Przegląd Geofizyczny* 54, 3-4, 147-181.
- Potvin C., Elmore K., Weiss S., 2010, Assessing the Impacts of Proximity Sounding Criteria on the Climatology of Significant Tornado Environments, *Wea. Forecasting* 25, 921-930.
- Rauhala J., Brooks H.E., Schultz D.M., 2012, Tornado Climatology of Finland, *Mon. Wea. Rev.* 140, 1446-1456.
- Reye T., 1872, Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen in der Erdatmosphäre mit Berücksichtigung der Stürme in der Sonnen-Atmosphäre, Carl Rümpler, Hannover.
- Reynolds D. J., 1999, European tornado climatology, 1960-1989, *J. Meteor.* 24, 376-403.
- Samaras T.M., Lee J.J., 2006, Measuring tornado dynamics with in-situ instrumentation, Proceedings of the 2006 Structures Congress: 2006 Structural Engineering and Public Safety. St. Louis, Missouri, 1-10.
- Showalter A., Fulks J., 1943, Preliminary report on tornadoes, U.S. Weather Bureau, Washington, DC.
- Słownik meteorologiczny*, 2003, Niedźwiedz T. (red.), IMGW, Warszawa.
- Taszarek M., Kolendowicz L., 2013, Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornado Index, *Atmospheric Research* 134, 186-197.
- Thompson R.L., Edwards R., Hart J.A., 2002, Evaluation and interpretation of the supercell composite and significant tornado parameters at the Storm Prediction Center, Preprints, 21st Conf. Severe Local Storms, San Antonio, J11-J14.
- Thompson R.L., Mead C.M., 2006, Tornado Failure Modes in Central and Southern Great Plains Severe Thunderstorm Episodes, 23th Conference of Severe Local Storms, 6-10 XI 2006, St. Louis, USA.
- Thompson R.L., Grams J.S., Prentice J.A., 2008, Synoptic Environments and Convective Modes Associated with Significant Tornadoes in the Contiguous United States, 24th Conference on Severe Local Storms, 27-31 X 2008, Savannah, USA.
- Walasek J., Sudak W., 2008, Trąby powietrzne i burze w Polsce w dniach 15 i 16 VIII 2008, IMGW, PIB, www.imgw.pl (dostęp 15.04.2014).
- Walczakiewicz S., Ostrowski K., Surowiecki A., 2011, Warunki synoptyczne występowania trąb powietrznych w Polsce w latach 2001–2010, Geo-Symposium Młodych Badaczy Silesia, 19-21 X 2011, Cieszyn, 43-52 (www.geosymp.wnoz.us.edu.pl/2012/images/4Geo-symposium.pdf).
- Wegener A.L., 1917, Wind- und Wasserhosen in Europa, Vieweg, Braunschweig.
- Wegener A.L., 1928, Beiträge zur Mechanik der Tromben und Tornados, *Meteor. Z.* 45, 201-214.
- Wurman J., Alexander C., Robinson P., Richardson Y., 2007, Low Level Winds in Tornadoes and Potential Catastrophic Tornado Impacts in Urban Areas, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 88, 31-46.
- Wurman J., Kosiba K., Robinson P., 2013, In-Situ Doppler Radar and Video Observations of the Interior Structure of a Tornado and Wind-Damage Relationship, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 94, 835-846.

Źródła internetowe:

www.essl.org/cgi-bin/eswd/eswd.cgi

www.sat24.com/history.aspx

www.wetterzentrale.de/

imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/satpicsf/FV/EUR/2008/

weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

www.eos.ubc.ca/courses/atcsc201/A201Resources/SoundingTutorial1/SoundingTutorial-1Readings.html#CAPE

www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php

www.theweatherprediction.com/habyhints/42/

Summary

The aim of this study is to specify potential meteorological conditions characteristic for a day when dangerous supercell tornadoes occur in Poland. The purpose of this paper is also evaluation the possibility to detect them by means of available methods and devices in our country. Based on ESWD reports, a set of tornado-type occurrences was selected (15th August 2008). Several radar products were analyzed in time intervals of 10 minutes. The following parameters were considered: maximum values of reflectivity, values of reflectivity at a height of 2 km above sea level, vertical wind profile, as well as echo height. Based on the damage in the forest stand, witnesses and film or photographic documentation, recreated the path of tornadoes in that day. Moreover, the type of storm formation and the altitude of storm cloud tops, was defined. Additionally, satellite images, synoptic maps and vertical aerological soundings were used. Among others the convective parameters and wind shear indication were calculated.

