



UNIWERSYTET IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych

SYNOPTYCZNE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE

Katarzyna Suwała

Promotor rozprawy doktorskiej
Prof. UAM dr hab. Ewa Bednorz

Poznań 2014

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/04780

Dziękuję Prof. Ewie Bednorz za wsparcie merytoryczne, cenne uwagi i wskazówki oraz życzliwość i poświęcony mi czas. Dziękuję za długie rozmowy i konsultacje, bez których praca ta nie osiągnęłaby obecnego kształtu.

Dziękuję Prof. Tadeuszowi Niedźwiedziowi, dr Zuzannie Bielec-Bąkowskiej, Prof. Leszkowi Kolendowiczowi i moim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Klimatologii UAM za pomoc w rozstrzygnięciu wszelkich wątpliwości w czasie prac badawczych.

Szczególnie gorąco dziękuję moim Rodzicom za niezłomną wiarę we mnie, bezgraniczną miłość, za liczne rozmowy, które w chwilach zwątpienia dawały mi nowe siły do pracy.

Pragnę podziękować wszystkim moim przyjaciołom, a szczególnie Filipowi Bebenowowi, którzy nie przestawali pytać „Jak tam doktorat?” i cierpliwie wysłuchiwali moich mniej lub bardziej ciekawych opowieści.

Adrianowi dziękuję za wyrozumiałość i cierpliwość oraz bezcenne wsparcie.

Mojemu ukochanemu Tacie

1	WPROWADZENIE.....	5
1.1	CECHY CHARAKTERYSTYCZNE I WARUNKI POWSTAWANIA OPADÓW GRADU	6
1.2	ZNACZENIE CYRKULACJI ATMOSFERY W KSZTAŁTOWANIU POGODY W SEZONIE LETNIM	12
1.3	CEL PRACY	16
2	DANE ŹRÓDŁOWE I METODY BADAŃ.....	18
2.1	CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ.....	18
2.2	DANE DOTYCZĄCE OPADÓW GRADU	19
2.3	METODA WYZNACZANIA REGIONÓW GRADOWYCH.....	23
2.4	WYKORZYSTANIE DANYCH Z REANALIZ.....	24
2.5	DANE I METODY ANALIZY SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH.....	25
2.6	DANE Z SONDAŻY AEROLOGICZNYCH	25
3	WYNIKI BADAŃ.....	29
3.1	CHARAKTERYSTYKA KLIMATOLOGICZNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE.....	29
3.1.1	ZMIENNOŚĆ CZASOWA I PRZESTRZENNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU ..	29
3.1.2	PODZIAŁ OBSZARU BADAŃ NA REGIONY GRADOWE.....	35
3.2	WPŁYW CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ NA WYSTĘPOWANIE OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE.....	41
3.2.1	ŚREDNI ROZKŁAD CIŚNIENIA I WYSOKOŚCI POWIERZCHNI BARYCZNEJ 500 HPA W CIEPŁEJ PORZE ROKU.....	41
3.2.2	SYTUACJE BARYCZNE I TERMICZNE SPRZYJAJĄCE WYSTĘPOWANIU OPADÓW GRADU.....	43
3.3	EKSTREMALNE PRZYPADKI OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE	59
3.3.1	ZMIENNOŚĆ CZASOWA I PRZESTRZENNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU ..	59
3.3.2	WARUNKI SYNOPTYCZNE	74
3.3.3	PARAMETRY Z SONDAŻY AEROLOGICZNYCH	91
4	DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI.....	111
	LITERATURA	119
	SPIS RYCIN.....	123
	SPIS TABEL	127
	ZAŁĄCZNIKI	128

1 WPROWADZENIE

Opady gradu należą do grupy ekstremalnych zjawisk pogodowych, które co roku latem powodują zniszczenia upraw i drzewostanów leśnych, budynków mieszkalnych i środków transportu. Mogą one stanowić zagrożenie dla bezpieczeństwa i życia ludzi i zwierząt. Jak wynika z badań Changnona i in. (2009) średnia roczna wysokość strat wywołanych opadami gradu w USA wynosi łącznie około 1,433 miliarda dolarów, a w Australii w czasie ostatnich 100 lat intensywne gradobicia były odpowiedzialne za blisko 11% zniszczeń budynków (Leigh, 2007). Problem niszczycielskich opadów gradu dotyka również Europy. Burza gradowa, która 12 lipca 1984 roku nawiedziła Bawarię spowodowała zniszczenia szacowane na 750 milionów euro. W czerwcu 2008 roku w tym samym regionie Badenii-Wirtembergii doszło do podobnego zdarzenia. Wyliczono, że w latach 1986-2008 ponad 40% uszkodzeń budynków w tej części Niemiec spowodowana była opadami gradu. Podobnych analiz ekonomicznych nie przeprowadzono dotychczas dla obszaru Polski, niemniej jednak doniesienia prasowe dostarczają wielu informacji o szkodach, jakie to zjawisko powoduje. Przypadek gradobicia w gminie Bogoria z dnia 5 sierpnia 2012 został dość szczegółowo opisany w lokalnej prasie. W jego następstwie zniszczeniu uległy tunele szklarniowe, dachy i elewacje budynków. Wielu mieszkańców gminy zgłaszało też uszkodzenia ciała i inne urazy wywołane przez opad dużych brył gradu. Z kolei 20 lipca 2007 roku w rejonie Częstochowy odnotowano wystąpienie trąby powietrznej, której towarzyszyły intensywne opady gradu o rozmiarze przekraczającym 5 cm (Parfiniewicz i in., 2009). Efektem tego zdarzenia były straty w infrastrukturze drogowej, uprawach rolnych i leśnych oraz mieniu prywatnym, jednak nie podano do informacji publicznej kwoty poniesionych strat.

Mimo iż opad gradu pojawia się sporadycznie w ciągu roku, obejmuje niewielki obszar i trwa stosunkowo krótko (od kilku do kilkunastu minut) może powodować ogromne zniszczenia. Z tego powodu istotne wydaje się szczegółowe określenie warunków atmosferycznych, w jakich może on powstawać. Obecnie zarówno gromadzenie danych o opadzie jak i prognozowanie czasu i miejsca wystąpienia tego zjawiska jest obarczone dużym błędem, szczególnie nad obszarami nieurbanizowanymi, gdzie brakuje obserwatorów gradowych. Problemy te mogą wynikać z niewielkiej gęstości sieci pomiarowo-obserwacyjnej oraz z trudności w identyfikacji samego zjawiska.

Celem niniejszej pracy jest uzupełnienie stanu wiedzy na temat warunków, w jakich mogą powstawać opady gradu w środkowej Europie. Szczególnie dotyczy to obszaru Polski, dla którego brakuje współczesnych opracowań dotyczących tego zjawiska.

1.1 CECHY CHARAKTERYSTYCZNE I WARUNKI POWSTAWANIA OPADÓW GRADU

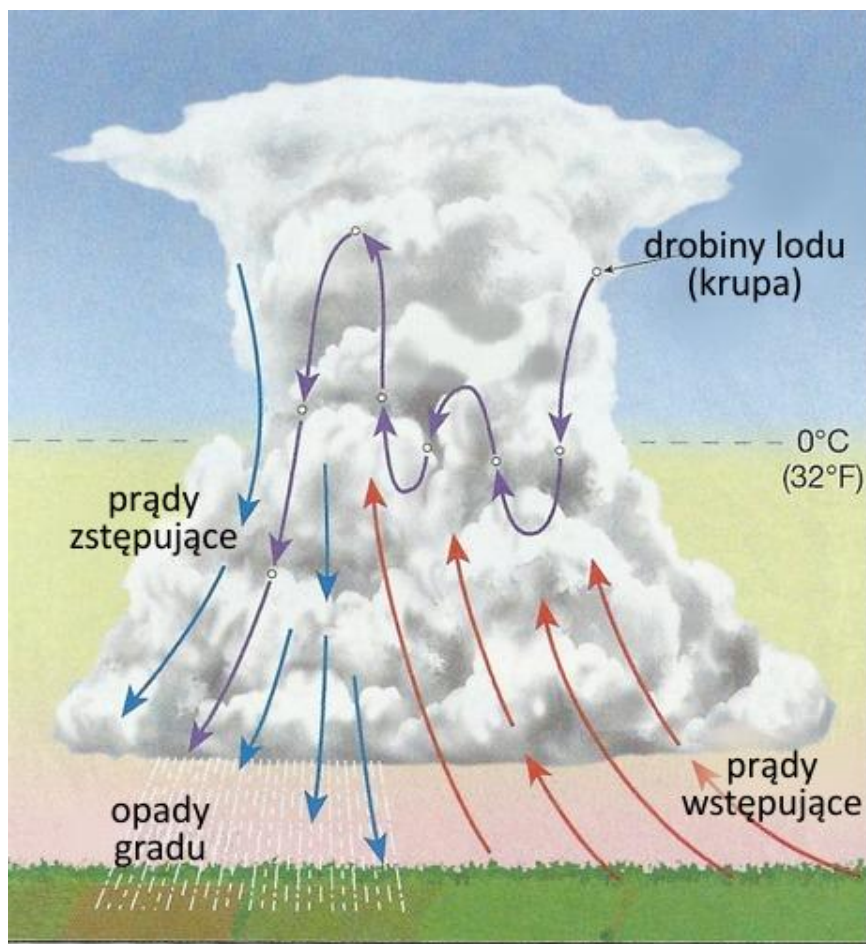
Grad jest definiowany jako opad atmosferyczny w formie lodowych brył o nieregularnym kształcie i średnicy wynoszącej minimum 5 mm. Powstaje on najczęściej w ciepłym sezonie w warunkach konwekcyjnych i związany jest z chmurami *Cumulonimbus* (AMS Glossary, 2013). Te cechy wyraźnie odróżniają to zjawisko od innych opadów lodowych, z którymi mimo wszystko grad bywa często mylony. Problem identyfikacji tego opadu pojawia się szczególnie w przejściowych porach roku. Wówczas w umiarkowanym klimacie mogą pojawiać się dość często pojedyncze przypadki opadów dużej krupy śnieżnej lub lodowej (średnica ziaren mniejsza niż 5 mm), które również związane są z chmurami burzowymi, a przez ich znaczny rozmiar mogą być mylnie rozpoznawane jako grad (Changnon, 1977).

Mimo iż sam mechanizm powstawania opadów gradu jest bardzo skomplikowany i nadal niezbyt dobrze wyjaśniony, możliwe jest wskazanie pewnych czynników koniecznych dla jego powstania. Należą do nich: chwiejna równowaga atmosfery, wyższa niż zwykle minimalna temperatura powietrza, obecność silnych prądów wstępujących i zstępujących, znaczny pionowy uskok wiatru, duża zawartość wilgoci w dolnych partiach troposfery oraz niskie zaleganie izotermy 0°C (Changnon i in., 2009; Niall i Walsh, 2005).

Czynnikiem nadrzędnym warunkującym wystąpienie opadów gradu jest chwiejna równowaga atmosfery. Może być ona wywołana silnym nagrzewaniem się podłoża. Powstające wówczas burze termiczne zazwyczaj pojawiają się w godzinach popołudniowych. W klimacie umiarkowanym ciepłym, do którego należy środkowa część Europy, chwiejność atmosfery jest zwykle następstwem ścierania się mas powietrza o różnych cechach. Wówczas w strefie frontów atmosferycznych powstają dogodne warunki do rozwoju konwekcji. Z kolei obszary o urozmaiconej rzeźbie sprzyjają powstawaniu stref zbieżności z burzami o charakterze termiczno-dynamicznym (Ćurić i Janc, 1992; Kalthoff i in., 2009; Koźmiński, 1968; Kunz i Puskeiler, 2010). Jak wiadomo jednak, nie każda burza może przynosić opady gradu. Zdaniem Changnona i in. (2009) jedynie około 60% komórek burzowych posiada warunki odpowiednie dla rozwoju gradzin,

przy czym nie ma pewności, że dotrą one do powierzchni ziemi. Ażeby wewnątrz chmury *Cb* powstały zarodki gradu, które następnie osiągną rozmiar wystarczająco duży, aby dotrzeć do powierzchni ziemi, potrzeba silnych prądów konwekcyjnych oraz dużej zawartości wilgoci w dolnych partiach troposfery, która byłaby transportowana wraz z prądami wstępującymi do wnętrza chmury *Cb*. Takie połączenie silnie rozwiniętej konwekcji (potężnie wypiętrzona chmura *Cb*) z dużą zawartością wilgoci w literaturze angielskiej nazywane jest *Deep Moist Convection* (dosłownie: głęboka i wilgotna konwekcja).

Według Rosinskiego i Kerrigana (1969) przyrost gradzin następuje w wyniku zderzania ze sobą przechłodzonych kropeł wody przemieszczających się przez warstwy chmury *Cb* o różnej temperaturze i wilgotności. Im silniejsze prądy wstępujące i im większa miąższość chmury powyżej poziomu zamrażania tym większe szanse na intensywny wzrost rozmiaru gradzin. Zdaniem Changnona i in. (2009) formowanie się zarodków gradu rozpoczyna się na wysokości około 5 – 6 km nad powierzchnią gruntu, gdzie temperatura spada poniżej -20°C . Z powodu uwalniania ciepła utajonego w czasie przemiany fazowej wody zewnętrzna część bryły gradu zostaje nadtopiona, dzięki czemu gradzina rozrasta się również poprzez zderzanie się z mniejszymi bryłkami lodu, przez co jej kształt staje się nieregularny. Wraz z przyrostem wagi gradziny opadają do niższych, zasobnych w wilgoć i cieplejszych partii chmury, gdzie na ich powierzchni osadza się skroplona para wodna. Gdy prądy wznoszące są silniejsze od grawitacyjnego opadania gradzin, wówczas bryłki lodu ponownie docierają do chłodniejszych warstw chmury, gdzie na ich powierzchni przyrastają kolejne warstwy lodu i tak cykl się powtarza. Do powierzchni ziemi docierają najcięższe gradziny, których prądy wstępujące nie mogą już utrzymać wewnątrz chmury (rycina 1).



Rycina 1. Schemat powstawania opadów gradu. Źródło: <http://quizlet.com/> (zmodyfikowany).

Jak wspomniano wcześniej powstanie opadów gradu wiąże się także ze znacznymi zmianami prędkości i kierunku wiatru w pionie (pionowy uskoku wiatru). Parametr ten nie ma bezpośredniego wpływu na formowanie gradzin, jednak określa on typ burzy, jaki może się wykształcić w danych warunkach. Im większy jest pionowy uskoku wiatru (szczególnie w warstwie atmosfery od 0 do 6 km n.p.g.) tym lepiej zorganizowana jest komórka lub komórki burzowe. W pojedynczych komórkach burzowych uskoku wiatru jest niewielki. Wówczas burza jest krótkotrwała i nie pozwala na intensywny przyrost gradzin – ich rozmiary nie przekraczają 2 cm średnicy. W przypadku znacznych pionowych różnic prędkości i kierunku wiatru powstają burze wielokomórkowe (średni uskoku wiatru ok. $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) lub superkomórki (średni uskoku wiatru ponad $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), które utrzymują się przez dłuższy czas. Towarzyszą im cykle silnie rozwiniętych prądów wstępujących i zstępujących. To właśnie czas trwania burzy z wielokrotnymi cyklami prądów konwekcyjnych ma istotne znaczenie dla powstawania opadów gradu – długotrwałe systemy burzowe pozwalają na stopniowy wzrost rozmiarów gradzin, które mają szansę dotrzeć do powierzchni ziemi.

Intensywność opadów gradu wyrażana jest zazwyczaj za pomocą maksymalnego zanotowanego rozmiaru gradzin, który dla ułatwienia identyfikacji przyrównywany jest do powszechnie znanych obiektów jak np. piłka tenisowa czy moneta (tabela 1).

*Tabela 1. Wykaz rozmiarów gradzin wg TORRO Hailstorm Intensity Scale.
Źródło: <http://www.torro.org.uk/TORRO/severeweather/hailscale.php>.*

Średnica gradzin [mm]	Przedmiot o podobnej wielkości
5 – 9	ziarno grochu
10 – 15	moneta 10-centowa
16 – 20	winogrono
21 – 30	orzech włoski
31 – 40	piłeczka pingpongowa
41 – 50	piłka golfowa
51 – 60	kurze jajo
61 – 75	piłka tenisowa
76 – 90	pomarańcza
91 – 100	grapefruit
> 100	melon

Wielkość zniszczeń zależy także od prędkości wiatru, który potęguje energię kinetyczną powstałych gradzin oraz od innych zjawisk towarzyszących jak np. ulewne deszcze. Skala intensywności opadów gradu została szczegółowo opracowana przez brytyjską organizację TORRO (The Tornado and Storm Research Organisation) zajmującą się badaniami nad ekstremalnymi zjawiskami pogodowymi. Według ustaleń TORRO, jeżeli średnica gradzin przekracza 2 cm wówczas mówimy o groźnej lub ekstremalnej burzy gradowej w języku angielskim nazywanej *severe hailstorm* natomiast gradziny o średnicy powyżej 5 cm mogą powodować urazy tkanek, a w szczególnych przypadkach (*super hailstorms*) trwały uszczerbek na zdrowiu (tabela 2).

Tabela 2. Skala intensywności opadów gradu wg TORRO (tłumaczenie własne za Sioutas, 2009).

	Kategoria intensywności	Średnica gradzin [mm]	Energia kinetyczna gradzin [$J \cdot m^{-2}$]	Zniszczenia
H0	Drobny grad	5	0-25	Brak zniszczeń
H1	Potencjalnie niebezpieczny	5-15	>25	Niewielkie uszkodzenia roślin i upraw
H2	Potencjalnie niebezpieczny	10-20	>125	Znaczne uszkodzenia owoców i zbóż
H3	Niebezpieczny	20-30	>275	Poważne uszkodzenia owoców, zbóż, powierzchni szklanych i plastikowych
H4	Niebezpieczny	25-40	>450	Rozległe uszkodzenia powierzchni szklanych i karoserii pojazdów
H5	Niszczycielski	30-50	>650	Całkowite zniszczenie szklanych powierzchni, pokryć dachowych, poważne ryzyko uszkodzenia ciała
H6	Niszczycielski	40-60		Uszkodzenia poszycia samolotów, podziurawione ceglane powierzchnie
H7	Ogromnie niszczycielski	50-75		Poważne uszkodzenia pokryć dachowych, ryzyko groźnych uszkodzeń ciała
H8	Ogromnie niszczycielski	60-90		Niebezpieczne uszkodzenia samolotów
H9	Wielkie burze gradowe	75-100		Ekstremalne uszkodzenia konstrukcji, ryzyko śmiertelnych uszkodzeń ciała
H10	Wielkie burze gradowe	>100		

Oprócz wymienionych czynników meteorologicznych sprzyjających formowaniu się opadów gradu należy również brać pod uwagę cechy fizycznogeograficzne terenu, które mogą przyczyniać się do występowania tego rodzaju opadów. Trudno określić liczbowo zależność pomiędzy częstością i intensywnością gradu a warunkami fizycznogeograficznymi, jednak w literaturze wielokrotnie wspomniano, że rzeźba i pokrycie terenu ma znaczący wpływ na występowanie omawianego zjawiska (Ćurić i Janc, 1992; Zinkiewicz i Michna, 1955).

Dla przykładu urozmaicona rzeźba terenu południowo-zachodnich Niemiec przyczynia się do rozwoju silnej konwekcji przynoszącej intensywne opady gradu i inne ekstremalne zjawiska pogodowe. Jest to spowodowane różnicami w ekspozycji i pokryciu terenu oraz wilgotnością podłoża, co przekłada się na niejednakowy przebieg procesów wymiany energii między podłożem i atmosferą w warstwie granicznej (Kalthoff i in., 2009; Kunz i in., 2009; Kunz i Puskeiler, 2010). Dodatkowo na obszarach o silnie rozwiniętym

systemie wiatrów dolinnych i górskich mogą powstawać strefy zbieżności, w obrębie których rozwija się głęboka i wilgotna konwekcja (burze pochodzenia termiczno-dynamicznego) (Kalthoff i in., 2009). Prostopadły układ dolin i grzbietów górskich w stosunku do północno-zachodniego kierunku adwekcji mas powietrza powodował również intensywne wypiętrzanie chmur *Cb* i zwiększenie częstości opadów gradu w dorzeczu Zachodniej Morawy w Serbii (Ćurić i Janc, 1992). Na podobne zależności wskazywali Changnon i in. (2009) analizując opady gradu w rejonie Wielkich Równin Amerykańskich, oraz Zhang i in. (2008), według których opady gradu na terenie Chin koncentrują się zazwyczaj na obszarach wyżynno-górskich oraz Svabik (1989), który zauważył wyraźny wzrost częstości występowania gradu w regionach Austriackich o szczególnie urozmaiconej rzeźbie. Sioutas (2009) zwrócił uwagę, że maksimum opadów gradu notowane jest zazwyczaj na dowietrznych stokach wniesień w północnej Grecji, podczas gdy najmniej przypadków gradu zaobserwowano w nizinnej części kraju.

Spośród innych czynników pozameteorologicznych należy wymienić sąsiedztwo zbiorników wodnych oraz niejednolite pokrycie terenu, które różnicuje się pod względem stopnia nagrzania i zawartości wilgoci (Zinkiewicz i Michna, 1955).

Rezultatem przemieszczania się strefy opadów gradu nad danym obszarem jest powstanie tzw. „szlaków gradowych”, które ujawniają się niekiedy na powierzchni ziemi jako ciągła strefa zniszczeń wywołanych opadem gradu. Burzom gradowym (ang. *hailstorms*) może towarzyszyć wiele rodzajów szlaków gradowych obejmujących znaczny obszar i cechujących się różnym natężeniem opadów. Changnon i in. (2009) wyszczególnili 4 typy szlaków, dla większości których nie ma jednoznacznych odpowiedników nazw w języku polskim. Najmniejszy zasięg czasowy i przestrzenny wykazują *hailstripes*, które tworzą wąski pas krótkotrwałych opadów gradu o dużym natężeniu. *Termin hailstreaks*, tłumaczony na język polski jako „szlaki gradowe”, to z kolei ciągła strefa opadów gradu pojawiających się w niewielkim odstępie czasowym. Dwa lub więcej szlaków gradowych tworzy *hailswath*. Określenie to odnosi się do obszaru, nad którym w niewielkiej odległości od siebie i w czasie krótszym niż 2 godziny pojawiają się minimum dwie komórki konwekcyjne przynoszące opady gradu. Natomiast najbardziej zorganizowaną formą jest *hail-producing system* związany z rozległą burzą wielokomórkową przynoszącą opady gradu. W szczególnych warunkach przybiera on formę mezoskalowego systemu konwekcyjnego.

Najbardziej szczegółowe badania nad trasami przemieszczania się opadów gradu prowadzone były w USA (Changnon, 1970; Changnon i in., 2009). W środkowej Europie mapy szlaków gradowych sporządzane były dla obszaru Polski (Koźmiński, 1964; Zinkiewicz i Michna, 1955), brakuje jednak takich wizualizacji dla pozostałych regionów Europy. Obecnie podejmowane są próby wydzielenia szlaków gradowych na podstawie obrazów radarowych (Kunz i Puskeiler, 2010).

1.2 ZNACZENIE CYRKULACJI ATMOSFERY W KSZTAŁTOWANIU POGODY W SEZONIE LETNIM

W ostatnich latach badań atmosfery coraz więcej uwagi poświęcano ekstremalnym zjawiskom pogodowym. Podejmowano próby określenia pochodzenia tych zjawisk, rozpoznania czynników uruchamiających proces ich powstawania oraz szacowano wpływ, jaki wywierają na działalność ludzką i środowisko przyrodnicze. Opady gradu są bez wątpienia przykładem takiej aktywności atmosfery, która może przynosić znaczne straty materialne i niematerialne. Jednocześnie stan wiedzy na temat tego zjawiska, pomimo wielu lat badań, nie pozwala na jego właściwe prognozowanie.

Dotychczasowe badania nad opadami gradu koncentrowały się głównie na wyznaczeniu czasowej i przestrzennej zmienności tego zjawiska w różnych regionach świata, z uwzględnieniem jego intensywności. Pod tym względem najlepiej rozpoznano opady gradu w Stanach Zjednoczonych (Changnon, 1970; Changnon i in., 2009), Australii (Niall i Walsh, 2005) i Chinach (Xie i in., 2010; Zhang i in., 2008). Wymienione opracowania zazwyczaj zawierają szczegółową analizę strat i kosztów wywołanych przez grad. Dzięki temu znana jest skala tego zjawiska oraz możliwe jest określenie, na ile uzasadnione są dalsze nakłady na badania w danym regionie.

O wiele mniej zaawansowane studia nad burzami gradowymi prowadzono dotychczas w Europie, a szczególnie w jej środkowej części. Większość opracowań dotyczących opadów gradu w środkowej Europie powstała przed rokiem 1970. Szczególne zainteresowanie gradem w połowie XX wieku wiążą się przede wszystkim z intensywnymi pracami nad ograniczeniem szkód w rolnictwie wywołanych przez to zjawisko (Chernikov i in., 2009). Prowadzone wówczas na szeroką skalę badania nad sposobami modyfikowania pogody, zarówno w Stanach Zjednoczonych jak i na kontynencie euroazjatyckim, zostały przerwane pod koniec lat 70. W opracowaniach polskich koncentrowano się wówczas

na wyznaczaniu obszarów źródłowych opadów gradu (Koźmiński, 1965), określaniu szlaków gradowych oraz na wyznaczaniu ogólnych charakterystyk rozkładu przestrzennego i czasowego tego zjawiska (Koźmiński, 1964; Koźmiński, 1968; Zinkiewicz i Michna, 1955). Niewiele miejsca poświęcano natomiast metodom prognozowania gradu, wyjątek stanowi praca Hamana (1966). Znacznie lepiej rozpoznano czasoprzestrzenny charakter opadów gradu w pozostałych częściach Europy. Według Tuovinena i in. (2009) oraz Tuovinena i Schultza (2009) 84% groźnych opadów gradu (o średnicy >2 cm) pojawiało się na obszarze Finlandii od czerwca do sierpnia z maksimum w lipcu, co koresponduje z badaniami prowadzonymi w innych częściach świata (Changnon i in. 2009; Koźmiński, 1964). Tymczasem w Grecji Kotinis-Zambakas (1988) wydzielił 5 regionów gradowych, które ujawniły wpływ kontynentalizmu klimatu w północnej części Peloponezu na większą częstość tego zjawiska. Sioutas i in. (2009) uzupełnili te badania sugerując, że dodatkowym czynnikiem sprzyjającym opadom gradu w tej części Grecji może być urozmaicona rzeźba terenu.

Jak wskazuje Craven i Brooks (2004) ekstremalne zjawiska pogodowe wywołane silną konwekcją związane są zazwyczaj z pewnymi charakterystycznymi warunkami panującymi w troposferze. Warunki te można zdefiniować i określić prawdopodobieństwo, z jakim mogą wywołać zjawiska ekstremalne takie, jak np. opady gradu. Ze względu na krótkotrwałość i niewielki zasięg przestrzenny opadów gradu niemożliwe jest prognozowanie jego wystąpienia z dużym wyprzedzeniem. Możliwe jest jednak opracowywanie prognoz krótkoterminowych pod warunkiem, że zostaną określone szczegółowe kryteria definiujące synoptyczne okoliczności wystąpienia tego zjawiska pogodowego.

Analiza warunków cyrkulacyjnych panujących w atmosferze w czasie opadów gradu może dostarczyć wielu informacji na temat tego zjawiska. Na użyteczność tych analiz zwracali uwagę m.in. Bielec-Bąkowska (2010) i Twardosz i in. (2010). W obydwu opracowaniach wykorzystano kalendarz typów cyrkulacji atmosfery wg Niedźwiedzia (2013), zgodnie z którym opadom gradu w Polsce najbardziej sprzyja obecność centrum niżu lub sytuacji północnej cyklonalnej. W badaniach nad ekstremalnymi zjawiskami pogodowymi na obszarze Niemiec koncentrowano się głównie na określeniu warunków synoptycznych, sprzyjających ich wystąpieniu. Korzystając z klasyfikacji Hessa-Brezowskiego, Kunz i in. (2009) ustalili, że gradom na obszarze Niemiec sprzyjają typy

cyrkulacji z południowo-zachodnim kierunkiem adwekcji mas powietrza. Zwrócili oni także uwagę, że oprócz uwarunkowań cyrkulacyjnych, analizowanych w dużej skali przestrzennej, na zjawiska ekstremalne wpływają zwłaszcza lokalne warunki panujące w troposferze, które dobrze odzwierciedlają parametry z sondażu aerologicznych. Ich badania potwierdziły, że znaczący wpływ na rozwój głębokiej konwekcji ma odpowiednia stratyfikacja termiczna w atmosferze oraz duża zawartość wilgoci, a pionowy uskok wiatru wyraźnie sprzyja organizacji komórek burzowych, co pozwala na dłuższe utrzymanie się burzy i zwiększa szanse pojawienia się gradu. W podobnych warunkach obserwowano zwiększoną częstość tornad w Niemczech; w tym przypadku wydzielenie typów sytuacji synoptycznych oparto na obiektywnej klasyfikacji pogody Deutscher Wetterdienst (Bissolli i in., 2007). Zasadność stosowania klasyfikacji opartych na typach cyrkulacji atmosfery określanych w dużej skali przestrzennej potwierdzili także Kapsch i in., (2012). Makroskalowa klasyfikacja typów posłużyła do określenia warunków towarzyszących opadom gradu w skali całych Niemiec potwierdzając, że dolnotroposferyczna adwekcja ciepłego i wilgotnego powietrza z rejonu Morza Śródziemnego sprzyja rozwojowi chwiejnej równowagi atmosfery i przyczynia się do powstania gradu. Na południowo-zachodni kierunek napływu mas powietrza zwrócili także uwagę Sioutas i Flocas (2003), którzy wydzielili 7 sytuacji synoptycznych typowych dla opadów gradu w północnej Grecji opierając się na mapach topografii barycznej 500 hPa i rozkładzie ciśnienia na poziomie morza. Jednocześnie innym czynnikiem sprzyjającym formowaniu się burz gradowych w tym regionie było zaburzenie powstałe w średniej troposferze (tzw. *short wave trough*), które generowało silne ruchy wznoszące na przodzie powstałej fali (Sioutas i Flocas, 2003). Natomiast wg Simeonova i Georgieva (2003) ekstremalne opady gradu w Bułgarii były konsekwencją rozległej strefy zbieżności powstałej na kontakcie wilgotnego i ciepłego powietrza śródziemnomorskiego z chłodną i suchą masą powietrza z północnego zachodu.

Autorzy powyższych publikacji posłużyli się danymi z radiosondaży, które potwierdziły hipotezy wysnute na podstawie analiz map synoptycznych. W najnowszych badaniach to podejście metodologiczne jest stosowane coraz częściej, ponieważ dane pochodzące z pionowych sondowań atmosfery precyzyjnie ukazują warunki panujące w czasie ekstremalnych zjawisk pogodowych, szczególnie pochodzenia konwekcyjnego. Chodzi tu nie tylko o surowe dane obrazujące pionowy rozkład wszelkich parametrów meteorologicznych, ale także o różnorodne wskaźniki wyliczane na ich podstawie. Jak

wynika z obszernego opracowania Cravena i Brooksa (2004) wskaźnikiem dobrze sprawdzającym się w prognozowaniu burz i zjawisk im towarzyszących jest najczęściej *CAPE (Convective Available Potential Energy)*, czyli wskaźnik mówiący o energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie. Natomiast pionowy uskok wiatru w dolnym kilometrze atmosfery (*0-1 km wind shear*) oraz wysokość poziomu kondensacji najlepiej pozwalają wydzielić przypadki tornad. Większość publikacji opartych na sondażach aerologicznych koncentruje się właśnie na trąbach powietrznych (szczególnie w Stanach Zjednoczonych), pomijając opady gradu. Wyjątkami są prace m.in. Groenemeijera i van Deldena (2007), Kalthoffa i in. (2009), Kunza i in. (2009), Parfiniewiczza i in. (2009), oraz Púčika i in. (2013). Z badań prowadzonych dla obszaru Holandii wynika, że w prognozowaniu opadów gradu skuteczne okazują się zarówno wskaźniki kinematyczne jak i termodynamiczne (Groenemeijer i van Delden, 2007). *Lifted Index*, *CAPE* i uskok wiatru w dolnych 6 km atmosfery pozwalają ustalić warunki sprzyjające formowaniu się gradu. Wartości poszczególnych wskaźników różnią się jednak w zależności od położenia geograficznego obszaru badań, na co wskazywał m.in. Siedlecki (2009), analizując rozkład przestrzenny różnych parametrów związanych ze zjawiskami ekstremalnymi (m.in. *Convective Available Potential Energy*, *Convective inhibition*, *Total-Totals Index*, *Severe Weather ThrEAT Index*). Obszary sąsiadujące z basenem Morza Śródziemnego i Czarnego cechują się wyższymi wartościami wskaźników chwiejności atmosfery niż pozostała część Europy, a więc większym prawdopodobieństwem wystąpienia pewnej grupy zjawisk ekstremalnych. W Polsce regionem o najmniejszym prawdopodobieństwie pojawienia się ekstremalnych zjawisk, jak wynika z analizy przestrzennego rozkładu wartości podstawowych wskaźników chwiejności atmosfery (*Convective Available Potential Energy*, *Lifted Index*, *K Index*, *Showalter Index*) jest wybrzeże Bałtyku (Malinowska, 2011). Dla przykładu średnie wartości *CAPE (Convective Available Potential Energy)* w czasie opadów gradu w Stanach Zjednoczonych przekraczają $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, podczas gdy w południowej Europie wskaźnik ten osiąga wartość od około 1000 do $2500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Sioutas i Flocas, 2003) i niespełna $600 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ w środkowej części kontynentu (Púčik i in., 2013).

Obecnie wielość i różnorodność wskaźników opisujących warunki panujące w troposferze jest tak bogata, że niekiedy pojawiają się wątpliwości, który z nich należy zastosować do określania warunków wystąpienia danego zjawiska. Do najczęściej wykorzystywanych należą *Convective inhibition*, *K-Index*, *Total Totals Index*, *Showalter*

index, *bulk Richardson number* i *Severe Weather Threat Index*. Szczęólnego znaczenia nabierają badania, w których parametry z pionowych sondaży wyliczane są dla przypadków różnych zjawisk konwekcyjnych oraz dla dni bez tych zjawisk. Porównanie uzyskanych wartości pozwala wskazać zarówno parametry jak i przedziały ich wartości, które mogą być przydatne w prognozowaniu zjawisk ekstremalnych. Takie podejście zastosowali m.in. Groenemeijer i van Delden (2007) i ustalili m.in., że przypadki szczególnie dużego gradu (powyżej 3 cm średnicy) związane są z wyższymi wartościami *CAPE* niż dla samych przypadków burzy oraz, że szanse na opady gradu wzrastają wraz z rosnącymi wartościami uskoku wiatru. Również López i in. (2001) zwrócili uwagę na wykorzystanie wskaźnika *CAPE* w prognozowaniu zjawisk burzowych i gradu, jednak ich zdaniem skuteczność prognozy wzrasta przy wykorzystaniu innych parametrów takich jak np. temperatura wilgotnego termometru. Równocześnie badania López i in. (2001) i Púčika i in. (2013) wykazały, że grad może się pojawiać również przy niewielkich wartościach *CAPE*, ale za to na prawdopodobieństwo jego wystąpienia mogą wskazywać inne parametry. Świadczy to o zasadności stosowania wielu różnorodnych danych, w celu precyzyjnego określenia warunków panujących w troposferze w czasie opadów gradu. Dalsze prace powinny dążyć do konstruowania kolejnych wskaźników oraz modelowania ich wartości, co pozwoli na dokładniejsze prognozowanie omawianego zjawiska.

Jako że zagadnienie opadów gradu nie jest wystarczająco często podejmowane w literaturze, w niniejszej pracy kompleksowo przeanalizowano częstość i okoliczności ich występowania na obszarze środkowej Europy. Przeanalizowano warunki synoptyczne i cyrkulacyjne w czasie dni z gradem, uwzględniając także parametry pochodzące z pionowych sondowań atmosfery; ukazano złożoność zjawiska oraz zróżnicowanie czynników, jakie sprzyjają jego powstawaniu.

1.3 CEL PRACY

Nadrzędnym celem pracy jest określenie, jakie warunki synoptyczne sprzyjają wystąpieniu padów gradu w środkowej Europie.

Na realizację głównego celu składają się cele szczegółowe, do których zaliczono:

- określenie zmienności czasowej i przestrzennej występowania opadów gradu (z uwzględnieniem rozmiaru gradzin),
- wyznaczenie regionów gradowych i szlaków gradowych w środkowej Europie,

- ustalenie, jakie sytuacje baryczne i termiczne powodują wystąpienie opadów gradu w środkowej Europie w oparciu o makroskalowe typy cyrkulacji,
- wyznaczenie typów sytuacji synoptycznej sprzyjających powstawaniu ekstremalnych opadów gradu na podstawie map pogody,
- określenie warunków termodynamicznych w troposferze sprzyjających powstawaniu ekstremalnych opadów gradu w oparciu o parametry pochodzące z pionowych sondowań atmosfery.

2 DANE ŹRÓDŁOWE I METODY BADAŃ

2.1 CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Niniejsza praca skupia się na analizie opadów gradu nawiedzających obszar określany w tym opracowaniu mianem „środkowa Europa”. Jednak nie należy go w pełni utożsamiać z regionem Europy Środkowej, na który składa się 9 państw usytuowanych w centrum kontynentu europejskiego. W tym przypadku analiza obejmuje tylko obszar Polski i Niemiec, a nazwa „środkowa Europa” nawiązuje do położenia geograficznego obszaru badań ze wszystkimi jego konsekwencjami (klimat, rzeźba, sieć rzeczna).

Spośród najważniejszych cech badanego obszaru należy wymienić równoleżnikowy układ rzeźby, ograniczony od północy basenem Morza Północnego i Bałtyckiego z niezbyt urozmaiconą linią brzegową. Wysokości bezwzględne rosną w kierunku południowym, gdzie obszar badań obejmuje w części niemieckiej szeroki pas wyżyn przechodzący w niskie góry z Jurą Szwabską i Frankońską oraz z pasem Sudetów i Karpat na terenie Polski. Przeważająca część analizowanego obszaru to niziny z południkowo ułożonymi dolinami rzecznyymi. Dodatkowo w północno-wschodnim fragmencie dominują tereny pojezierne o urozmaiconej rzeźbie z wysoczyznami morenowymi. Ta część Europy jest odwadniana głównie przez rzeki Ren, Łabę, Odrę i Wisłę wraz z licznymi dopływami, które w części wyżynnej i górskiej stwarzają bardzo specyficzne warunki klimatyczne, rozcinając południkowo i równoleżnikowo napotkane pasma gór i wyżyn (rycina 2) (Makowski, 2006). Tak urozmaicona rzeźba ma istotny wpływ na wymianę energii i bilans cieplny, tworząc bardzo złożone warunki klimatyczne (Kunz i Puskeiler, 2010).



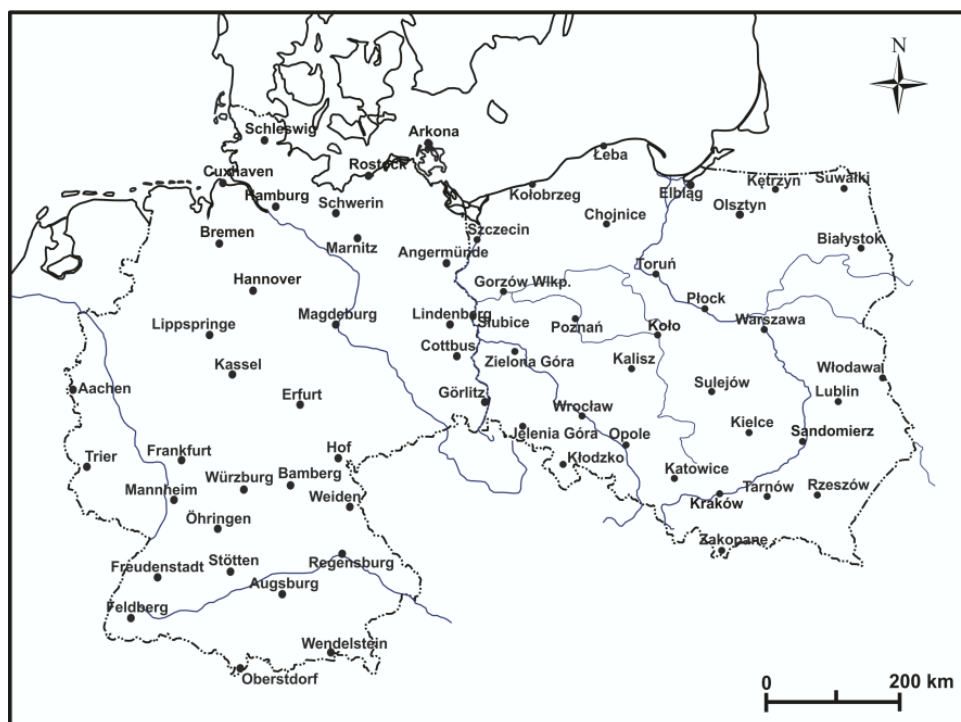
Rycina 2. Mapa fizyczna Europy Środkowej. Źródło: <http://www.mapy.net.pl>

Obszar środkowej Europy leży w zasięgu klimatu umiarkowanego ciepłego o cechach klimatów morskich w części północno-zachodniej oraz rosnącym kontynentalizmem w kierunku południowo-wschodnim. Układ rzeźby pozwala na swobodny równoleżnikowy przepływ mas powietrza z dominującymi wiatrami zachodnimi oraz na swobodną migrację kontynentalnych mas powietrza znad Azji (od arktycznych po zwrotnikowe). Pomimo bariery orograficznej na południu nad obszar środkowej Europy docierają także masy powietrza znad basenu Morza Śródziemnego, zwykle przetransponowane, nabierające cech bardziej kontynentalnych, ale nadal ciepłe i zasobne w wilgoć (Martyn, 1985). Dzięki temu na kontakcie mas powietrza o bardzo zróżnicowanych cechach powstają znakomite warunki do rozwoju równowagi chwiejnej w atmosferze. Istotny wpływ na rozwój silnej konwekcji ma także ukształtowanie terenu sprzyjające powstawaniu stref zbieżności i wymuszające niekiedy konwekcję dynamiczną (Kalthoff i in., 2009).

2.2 DANE DOTYCZĄCE OPADÓW GRADU

Dane o opadach gradu wykorzystane do niniejszego opracowania pochodzą z dwóch różnych źródeł. W pierwszej części pracy dotyczącej warunków cyrkulacyjnych wykorzystano codzienne dane o wystąpieniu opadów gradu w 65 stacjach pomiarowo-obszernych zlokalizowanych na terenie Polski (32 stacje) i Niemiec (33 stacje) (rycina

3). Większość stacji meteorologicznych położona jest na wysokości nieprzekraczającej 1000 m n.p.m. (załącznik 1). Jednocześnie z analizy nie wyłączono obszarów górskich, gdzie panują odmienne i bardziej skomplikowane warunki konwekcyjne. Obszary te reprezentowane są przez stacje Feldberg (1490 m n.p.m.) i Wendelstein (1832 m n.p.m.), gdzie stosunkowo często obserwowano opady gradu. Wiele stacji zostało wybranych celowo z uwagi na ich położenie geograficzne w sąsiedztwie zbiorników wodnych lub na obszarze o bardzo urozmaiconej rzeźbie i pokryciu terenu.



Rycina 3. Rozmieszczenie stacji pomiarowo-obszaryjnych.

Dane obejmują ciepłe półrocza (od kwietnia do września) w latach 1966-2010. Pochodzą one z zasobów służb meteorologicznych Polski (Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, IMGW) i Niemiec (Deutscher Wetterdienst, DWD).

Korzystając z baz danych dotyczących opadów gradu należy szczególnie zwracać uwagę na przypadki notowane na obszarach górskich lub też w chłodniejszych miesiącach roku. Istnieje bowiem duże ryzyko, że w na obszarach górskich grad może być mylony z krupą śnieżną, co zniekształca rezultaty prowadzonych badań. Przygotowując dane do analizy zauważono większą częstość gradu w Polsce, szczególnie w kwietniu w porównaniu do częstości zjawiska w analogicznych okresach w stacjach niemieckich. Można przypuszczać, że większość zarejestrowanych w Polsce kwietniowych przypadków

to opisywana wcześniej krupa śnieżna. Niestety zweryfikowanie tych danych okazało się niemożliwe ze względu na brak danych o godzinie opadu. Mimo wszystko dołączono je do analizy pamiętając o odpowiednim komentarzu. Między innymi z tego względu w dalszej części pracy wykorzystano bazę danych tworzoną na podstawie doniesień obserwatorów gradowych, które są weryfikowane i nie budzą wątpliwości. Zasadność wykorzystywania takich danych podkreślali już w latach 50. i 60. Koźmiński (1964) oraz Zinkiewicz i Michna (1955).

Dane obserwatorów gradowych wykorzystano do analizy ekstremalnych opadów gradu. Doniesienia te dostępne są w *European Severe Weather Database (ESWD)* – bazie danych opartych na raportach o ekstremalnych zjawiskach pogodowych w Europie, takich jak grad o dużych rozmiarach, tornado, ulewne deszcze, zamiecie śnieżne, lawiny itp., pochodzące od samodzielnych obserwatorów i ze stacji meteorologicznych. W bazie *ESWD*, zawierającej dane od 2008 roku do aktualnych, odnotowywane są jedynie opady gradu o średnicy ≥ 2 cm. Weryfikacja raportów jest dokonywana wieloetapowo i przy zaangażowaniu *European Severe Storms Laboratory (ESSL)* oraz służb meteorologicznych danego kraju. Doniesienia o ekstremalnych zjawiskach pogodowych są przypisane do jednej z 4 grup:

- raport otrzymany, ale nieweryfikowany (*as received*, QC0),
- wiarygodność raportu sprawdzona (*plausibility check passed*, QC0+),
- raport potwierdzony (*report confirmed*, QC1),
- raport w pełni zweryfikowany (*event fully verified*, QC2) (Dotzek i in., 2009).

Biorąc pod uwagę charakter opadów gradu i chcąc podnieść wiarygodność przeprowadzonych analiz, posłużono się jedynie raportami gradowymi, które zostały potwierdzone (QC1) lub w pełni zweryfikowane (QC2).

Raporty gradowe pochodzące z *ESWD* zawierają wiele cennych informacji, które nie są gromadzone przez służby meteorologiczne. Należą do nich:

- dokładne współrzędne wystąpienia opadu,
- data i godzina wystąpienia opadu,
- rozmiar gradzin,
- odnośnik do materiałów prasowych opisujących zdarzenie.

W tym opracowaniu wykorzystano szczegółowe informacje tworząc obszerną analizę ekstremalnych opadów gradu na terytorium Polski i Niemiec w czasie ciepłych półroczy (od kwietnia do września) w latach 2008-2012. Materiały źródłowe z *ESWD* posłużyły do pokazania ogólnej charakterystyki występowania opadów gradu w ujęciu czasoprzestrzennym oraz stanowiły podstawę dalszych analiz.

W celu ukazania czasowej zmienności badanego zjawiska posłużono się prostymi charakterystykami jak liczba dni z gradem w poszczególnych latach i miesiącach ciepłego sezonu oraz wyznaczono miesiące najbardziej gradowe (ang. *hail peak month*) w każdej stacji w oparciu o dane z IMGW i DWD. Przestrzenne zróżnicowanie występowania opadów gradu zobrazowano na mapach za pomocą sygnatur różnej wielkości w zależności od częstości badanego zjawiska. Mapy te ukazują liczbę dni z gradem w całym badanym okresie oraz liczbę dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu. Charakterystyki klimatologiczne stanowią podstawę do dalszych analiz ukazując specyfikę opadów gradu w tej części Europy.

Charakterystykę zmienności czasoprzestrzennej przedstawiono również dla ekstremalnych przypadków opadów gradu na podstawie danych z raportów *ESWD*. W pierwszej kolejności przeanalizowano częstość występowania opadów gradu z roku na rok oraz w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu z wyszczególnieniem opadów o średnicy 2-4 cm, określanych w literaturze anglojęzycznej jako *severe hailstorms* oraz o średnicy ≥ 4 cm, które zaliczają się do ekstremalnie groźnych opadów gradu (*extremely severe hailstorms*) (Tuovinen i in., 2009). Do analizy wykorzystano także raporty, w których nie podano rozmiaru gradzin oznaczając je na wykresach sygnaturą b.d. (brak danych). Korzystając z danych *ESWD* przeanalizowano także dobową zmienność opadów gradu oraz ich intensywność wyrażoną za pomocą rozmiaru gradzin. Zmienność przestrzenną opadów gradu przedstawiono na mapach dla kolejnych miesięcy ciepłego sezonu. Analizę uzupełniono także o rozkład przestrzenny przypadków gradu podzielonych ze względu na wielkość gradzin. Zależność pomiędzy czasem i miejscem wystąpienia opadów gradu przedstawiono za pomocą mapy szlaków gradowych. Sporządzono ją w oparciu o szczegółowe dane dotyczące czasu i miejsca wystąpienia opadu gradu, a także korzystając ze zdjęć satelitarnych i map synoptycznych (górných i dolnych), które pozwoliły precyzyjnie określić kierunek przemieszczania się komórek burzowych. Dotychczas tego

typu opracowania graficzne sporządzane były dla obszaru Polski (Koźmiński, 1964), brakowało jednak takich wizualizacji dla środkowej Europy.

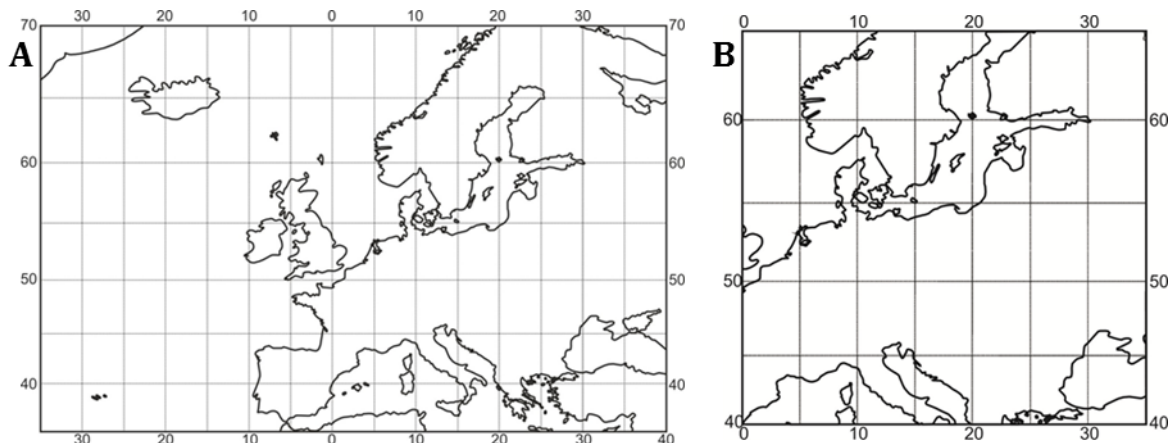
2.3 METODA WYZNACZANIA REGIONÓW GRADOWYCH

Ze względu na rozmiar obszaru badań i lokalną specyfikę występowania opadów gradu postanowiono podzielić go na mniejsze jednostki przestrzenne (regiony gradowe). Uzasadnieniem takiego podejścia metodologicznego jest fakt, że wybrany obszar jest bardzo zróżnicowany pod względem ukształtowania powierzchni i warunków klimatycznych takich jak temperatura, kierunek adwekcji mas powietrza, stopień morskości i kontynentalizmu klimatu. Z tego powodu wydzielono regiony gradowe cechujące się względnie jednolitą strukturą czasową występowania opadów gradu. Do tego celu wykorzystano metodę grupowania hierarchicznego Warda (1963). W tej metodzie szacowanie odległości pomiędzy skupieniami oparte jest na analizie wariancji (zmienność wewnątrz- i międzygrupowa) i na odległościach euklidesowych (czyli odległościach geometrycznych w przestrzeni wielowymiarowej). Zmierza ona do minimalizacji sumy kwadratów odchyień dowolnych dwóch skupień, które mogą zostać uformowane na każdym etapie (Ward, 1963). Metoda Warda jest dość powszechnie stosowana w analizach klimatologicznych np.: do wyznaczenia regionów burzowych, deszczowych czy śnieżnych (Kolendowicz, 2006; Modarres, 2006; Bednorz, 2008) oraz do wydzielania regionów klimatycznych na podstawie wielu złożonych komponentów (Arbabi, 2011). Stosowano ją także do wydzielania typów cyrkulacji atmosfery (Suwała, 2013; Suwała i Bednorz, 2013). Metoda Warda sprawdza się w analizach, gdzie próby mogą być niewielkie a liczba skupień jest nieznana.

Wykorzystując metodę Warda do wyznaczenia regionów gradowych w środkowej Europie stworzono macierz, w której grupowanymi obiektami były poszczególne stacje a cechami podstawowymi były średnie liczby dni z gradem w wieloleciu w pentadach ciepłego sezonu. Stacje zostały podzielone zgodnie z odległością euklidesową między nimi tworząc diagram drzewo. Aby uzyskać grupy stacji o podobnej strukturze czasowej opadów gradu, odcięto gałęzie diagramu w miejscu gdzie wyraźnie wzrosła odległość wiązania (rozumiana jako wzrost zróżnicowania między grupowanymi stacjami). W rezultacie powstały trzy grupy stacji, które następnie podzielono na 5 regionów gradowych w taki sposób, aby stacje w każdym z nich sąsiadowały ze sobą geograficznie.

2.4 WYKORZYSTANIE DANYCH Z REANALIZ

Do określenia warunków barycznych i termicznych panujących w czasie dni z gradem wykorzystano średnie dobowe wartości ciśnienia atmosferycznego zredukowane do poziomu morza (SLP), wysokość powierzchni barycznej 500 hPa (500 gh) oraz wartości temperatury na poziomie 850 i 500 hPa (T850 i T500) pochodzące z reanaliz. Reanalizy meteorologiczne, w których stosowane są techniki asymilacji danych, mają na celu ujednolicenie pomiarów poprzez odrzucenie błędnych wyników i połączenie danych z różnych obserwacji. Dane dla punktów węzłowych siatki geograficznej o rozdzielczości $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ są dostępne w zasobach National Centers for Environmental Predictions (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay i in., 1996), można je uzyskać ze źródeł Climate Research Unit. Warunki baryczne i termiczne panujące w troposferze zobrazowano na podkładach kartograficznych (rycina 4). Rozkład ciśnienia i wysokości geopotencjału 500 hPa przedstawiono dla rozległego obszaru sektora euroatlantyckiego, sięgającego od 35°N do 70°N rozciągłości południkowej i od 35°W do 40°E rozciągłości równoleżnikowej (rycina 4A). Wykorzystano tu wartości w 120 punktach węzłowych siatki geograficznej o rozdzielczości $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. Rozkład temperatury zobrazowano na mniejszym fragmencie Europy ($65-40^{\circ}\text{N}$ na $0-35^{\circ}\text{E}$) z punktami węzłowymi siatki rozlokowanymi co $2,5^{\circ}$ (rycina 4B).



Rycina 4. Podkłady kartograficzne dla rozkładu ciśnienia na poziomie morza i topografii barycznej 500 hPa (A) oraz dla rozkładu temperatury na poziomie 850 i 500 hPa (B).

Dla każdego regionu gradowego wyrysowano mapy sytuacji barycznych i termicznych panujących w czasie dni z gradem w danym regionie. Są to mapy średniego rozkładu ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza i wysokości geopotencjału 500 hPa oraz

rozkładu temperatury na poziomach barycznych 850 i 500 hPa. Uzpełnieniem podanych map są mapy anomalii, wyliczone jako różnica między warunkami panującymi w czasie dni z gradem w danym regionie a wartościami średnimi dla ciepłego sezonu.

2.5 DANE I METODY ANALIZY SYTUACJI SYNOPTYCZNYCH

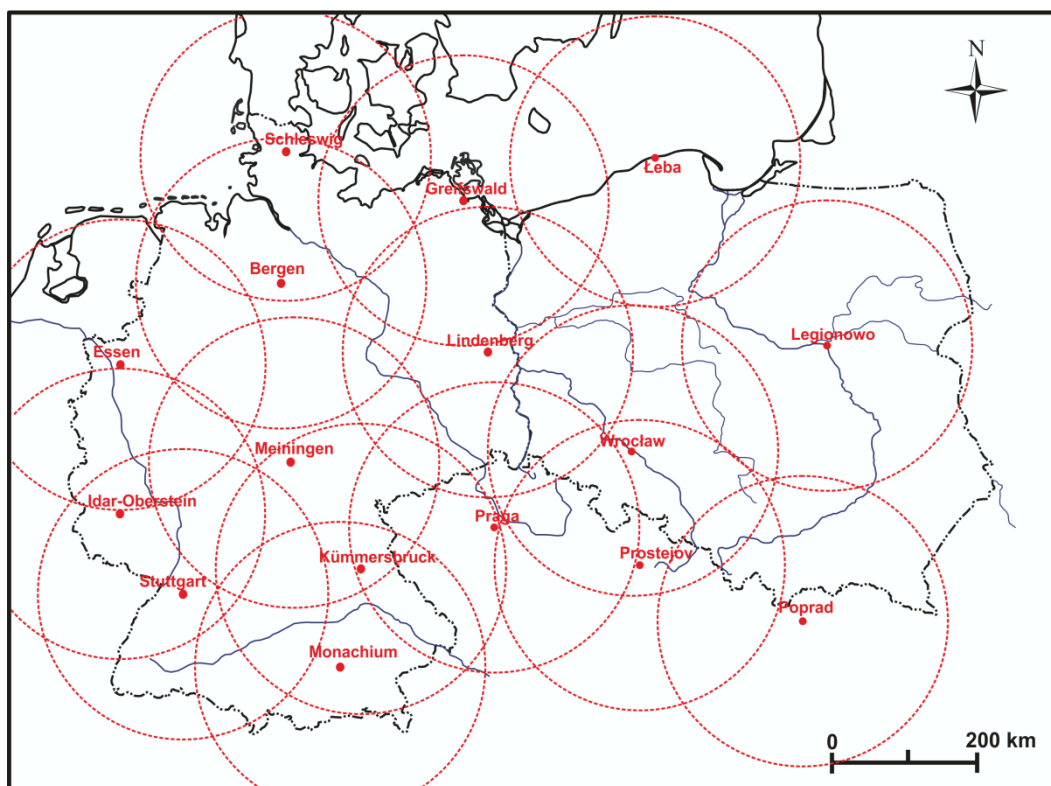
Warunki panujące w czasie ekstremalnie groźnych burz gradowych wyznaczono w oparciu o mapy synoptyczne pochodzące z codziennych biuletynów IMGW oraz z zasobów DWD. Na ich podstawie wyznaczono różne sytuacje synoptyczne sprzyjające wstąpieniu ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie. Dodatkowo szczegółowo przeanalizowano wybrane przypadki w każdej z wydzielonych sytuacji synoptycznych, a warunki panujące wówczas w troposferze zilustrowano dolnymi i górnymi mapami synoptycznymi oraz mapami tematycznymi w modelu *GFS* (*Global Forecast System*, www.wetter3.de) uwzględniając jak najmniejszy odstęp czasowy między pojawieniem się opadu a terminem sporządzenia mapy. Wybrane przypadki ekstremalnych opadów gradu zilustrowano:

- mapami synoptycznymi z DWD,
- mapami topografii barycznej 500 hPa i topografii względnej 500 – 1000 hPa,
- mapami rozkładu temperatury na poziomie 850 hPa i temperatury maksymalnej na wysokości 2 m,
- mapami zawartości wilgoci w troposferze,
- mapami rozkładu wartości wskaźników chwiejności atmosfery.

2.6 DANE Z SONDAŻY AEROLOGICZNYCH

W ostatnim etapie analizy ekstremalnych przypadków opadów gradu prześledzono warunki panujące wówczas w pionowym przekroju troposfery korzystając z sondaży aerologicznych. Mając do dyspozycji dokładne współrzędne geograficzne, dokładny termin wystąpienia opadu oraz kierunek adwekcji mas powietrza (na podstawie górnych map synoptycznych) dokonywano wyboru sondowania atmosfery, które najlepiej charakteryzowało warunki panujące w troposferze w danym czasie i miejscu. Ponieważ sieć stacji wykonujących sondaże aerologiczne w Europie cechuje się dużym rozproszeniem i niewielką gęstością, a pomiary wykonywane są zazwyczaj 2 razy w ciągu doby, konieczne

było określenie kryterium czasowego i odległościowego, na podstawie którego dokonano wyboru stacji oraz terminu wykonania sondowań. Według kryterium odległościowego wyznaczono okręgi o promieniu 200 km wokół każdej stacji aerologicznej, a do dalszej analizy wykorzystano dane ze stacji, które znajdowały się najbliżej (w zasięgu 200 km) od miejsca zanotowania opadu gradu (rycina 5). Następnie wybierano termin wykonania pomiaru aerologicznego zachowując zasadę, że musi on być wykonany maksymalnie 6 godzin przed opadem gradu lub do 3 godzin po nim. Zasadność kryteriów przyjętych w tej pracy została potwierdzona w licznych publikacjach naukowych dotyczących ekstremalnych zjawisk pogodowych (Craven i Brooks, 2004; Groenemeijer i van Delden, 2007; Potvin i in., 2010; Púčik i in., 2013). Wyznaczając odpowiednie dla danego przypadku sondowanie atmosfery brano również pod uwagę kierunek adwekcji mas powietrza wyznaczany m.in. na podstawie map topografii barycznej 500 hPa. W niektórych przypadkach do analizy wykorzystywano więcej niż jedno sondowanie z uwagi na szczególnie długotrwałe lub rozległe burze gradowe, które przemieszczały się nad danym obszarem przez wiele godzin.



Rycina 5. Rozmieszczenie stacji aerologicznych wraz z ich zasięgiem o promieniu 200 km.

Na podstawie danych pochodzących z wybranych sondowań wykreślono diagramy Skew-t i Stuve, korzystając z programu autorstwa Ostrowskiego (2008). Wyliczenia oparte były na surowych danych pochodzących ze strony Uniwersytetu w Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/>), które pozwoliły na stworzenie obszernej bazy parametrów konwekcyjnych wykorzystanych następnie do scharakteryzowania sytuacji panującej w czasie ekstremalnych opadów gradu. Część parametrów pochodzących z pionowych sondaży aerologicznych wyliczana była dla warstwy cechującej się największą chwiejnością (*most unstable layer*) a część dla wartości uśrednionych z dolnych 50 hPa w troposferze (*mixed layer*).

Wyliczono i wykorzystano następujące wskaźniki:

1. Parametry opisujące przemieszczanie się cząstki powietrza w pionie:
 - wskaźnik CAPE (Convective Available Potential Energy) dla najbardziej chwiejnej warstwy (MUCAPE – Most Unstable CAPE) i dla dolnych 50 hPa w troposferze (MLCAPE – Mean Layer lub Mixed Layer CAPE) [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$],
 - warstwa hamująca konwekcję (*Convective inhibition, CIN*) dla najbardziej chwiejnej warstwy (*MUCIN*) [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$],
 - wskaźnik *LI* (*Lifted Index*) dla najbardziej chwiejnej warstwy (*MULI*) i dla dolnych 50 hPa w troposferze (*MLLI*) [$^{\circ}\text{C}$],
 - poziom kondensacji (*Lifted Condensation Level, LCL*) dla najbardziej chwiejnej warstwy (*MULCL*) [m],
 - poziom swobodnej konwekcji (*Lifted Condensation Level, LFC*) dla najbardziej chwiejnej warstwy (*MULFC*) [m],
 - wysokość poziomu równowagi (*Equilibrium level, EL*) [m],
2. Parametry mówiące o zawartości wilgoci w troposferze i wysokości izotermy 0°C :
 - średni stosunek mieszania dla dolnych 500 m troposfery (*Average Mixing Ratio 500 m*) [$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$],
 - zawartość wody opadowej w troposferze (*Precipitable Water, PW*) [mm],
 - wysokość izotermy 0°C [m],
3. Charakterystyki opisujące pionową zmienność wiatru i temperatury:
 - pionowy uskok wiatru w warstwach 0-6, 0-3 i 0-1 km nad poziomem gruntu (*0-6, 0-3, 0-1 km shear*) [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

- średni pionowy gradient temperatury z dolnego kilometra troposfery (0-1 km Lapse Rate) i z warstwy 2-4 km (2-4 km Lapse Rate) [°C/1000m].

Łącznie w pracy wykorzystano 318 sondazy aerologicznych z 16 stacji pomiarowych. Wykorzystane stacje różnią się pod względem częstości wykonywanych pomiarów (pomiar 2 lub 4 razy w ciągu doby), co w niektórych przypadkach miało istotne znaczenie dla określania warunków panujących w czasie opadów gradu. Najliczniej wykorzystano pomiary aerologiczne ze stacji Lindenberg, Monachium, Poprad i Legionowo (tabela 3).

Tabela 3. Stacje aerologiczne wykorzystane w opracowaniu. Źródło: WMO.

Numer i nazwa stacji wg WMO	Godziny pomiarów UTC	Liczba wykorzystanych sondazy
NIEMCY		
10618 Idar-Oberstein	00, 06, 12, 18	17
10548 Meiningen	00, 06, 12, 18	28
10393 Lindenberg	00, 06, 12, 18	37
10238 Bergen	00, 06, 12, 18	18
10868 Monachium	00, 12	30
10739 Stuttgart	00, 12	29
10410 Essen	00, 12	1
10771 Küemmersbruck	00, 06, 12, 18	15
10184 Greifswald	00, 12	8
10035 Schleswig	00, 12	3
SŁOWACJA		
11952 Poprad-Ganovce	00, 12	37
CZECHY		
11520 Praha-Libus	00, 06, 12, 18	12
11747 Prostejov	00, 12	10
POLSKA		
12120 Łeba	00, 12	10
12374 Legionowo	00, 12	42
12425 Wrocław	00, 12	21

Następnie każdy z wymienionych parametrów przeanalizowano dla opadów gradu o różnej średnicy, które podzielono na 5 grup. Wyniki analizy przedstawiono na wykresach „ramka-wąsy”. Umożliwiło to porównanie wartości danych parametrów w zależności od wielkości gradzin. Na wykresach zamieszczono informacje o wartości mediany i percentyli: 10, 25, 75 i 90. Dodatkowo wybrane parametry zostały przedstawione na diagramach punktowych. W końcowej części przedstawiono tabelę zbiorczą, w której podano wartości dolnego i górnego kwartyla dla wszystkich badanych parametrów, podsumowując w ten sposób charakterystykę warunków termodynamicznych i kinematycznych w troposferze w czasie opadów gradu.

3 WYNIKI BADAŃ

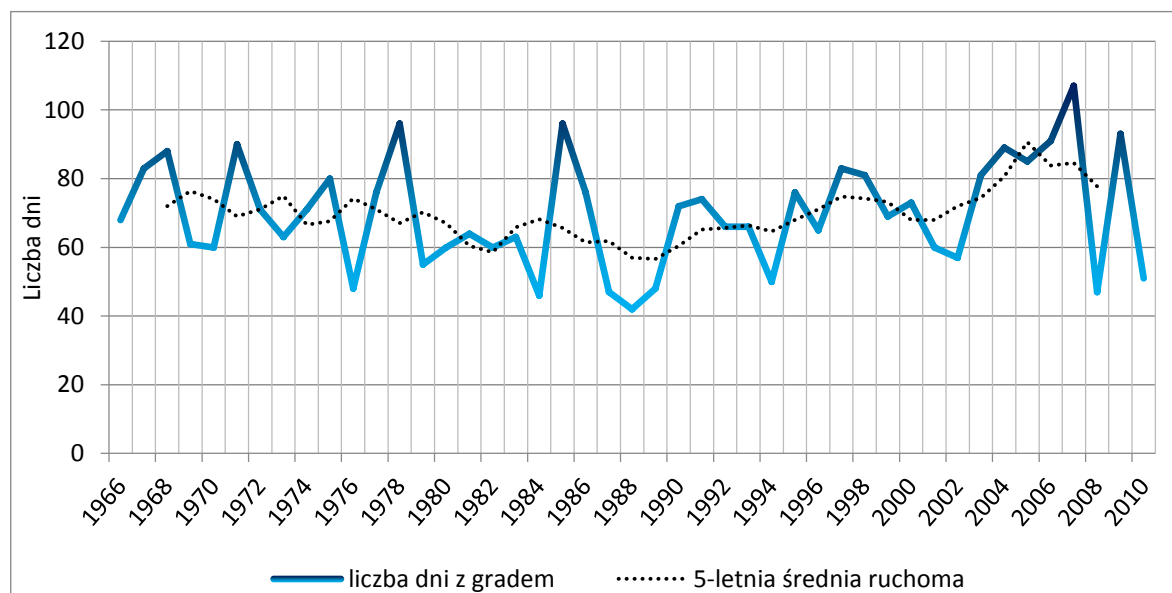
3.1 CHARAKTERYSTYKA KLIMATOLOGICZNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE

Badania nad ekstremalnymi zjawiskami pogodowymi stanowią duże wyzwanie. Zjawiska te zazwyczaj pojawiają się nagle, obejmują swym zasięgiem niewielki obszar, a ich krótki czas trwania nie pozwala na dotarcie na miejsce zdarzenia i prowadzenie bezpośrednich pomiarów i obserwacji *in situ*. Dodatkowym utrudnieniem jest niewielka gęstość sieci pomiarowo-obserwacyjnej i brak obserwatorów gradowych, którzy jeszcze do końca lat 80-tych w Polsce dostarczali cennych informacji o gradzie. W tych warunkach wiele wystąpień gradu, zarówno w Polsce jak i na terenie Niemiec, z pewnością nie zostało odnotowanych w rocznikach meteorologicznych, uszczuplając tym samym zasób danych potrzebnych do szczegółowej analizy. Niemniej jednak badania przeprowadzone na podstawie dostępnych materiałów pozwoliły ustalić pewne cechy występowania tego zjawiska w środkowej Europie. Prezentowane poniżej charakterystyki klimatologiczne opadów gradu stanowią tło dla dalszych analiz warunków synoptycznych powiązanych z tym szczególnym zjawiskiem.

3.1.1 ZMIENNOŚĆ CZASOWA I PRZESTRZENNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU

Charakterystykę klimatologiczną opadów gradu oparto na analizie czasowej i przestrzennej zmienności tego zjawiska z wykorzystaniem podstawowych statystyk. Poczynając od zmienności czasowej pojawiania się opadów gradu przeanalizowano liczbę dni z gradem odnotowanym na obszarze środkowej Europy w kolejnych latach badanego okresu (rycina 6). Występowanie opadów gradu cechuje się znaczną zmiennością z roku na rok. Można wyróżnić trzy maksima częstości tego zjawiska przypadające na rok 1979, 1985 i 2007, kiedy w środkowej Europie zanotowano 107 dni z gradem. Szczególnie często opady gradu pojawiały się na początku XXI wieku. Właśnie w tym okresie, dokładnie 28 czerwca 2006 roku w rejonie Badenii-Wirtembergii (w miejscowości Villingen-Schwenningen), odnotowano burzę gradową powodującą straty materialne sięgające 250 milionów euro (Kunz i Puskeiler, 2010). Rok później, 20 lipca 2007, w okolicach Częstochowy przeszła nad Polską trąba powietrzna, której towarzyszyły intensywne opady gradu o rozmiarze piłki tenisowej, powodujące ogromne zniszczenia i szkody materialne

(Parfiniewicz i in., 2009). Dołączona do wykresu 5-letnia średnia ruchoma z badanego okresu wskazuje na powolny wzrost częstości opadów gradu od końca lat 80. Jedynie ostatnie 4 lata badanego okresu cechowały się niewielkim spadkiem częstości występowania tego zjawiska (rycina 6).



Rycina 6. Zmienność czasowa liczby dni z gradem w latach 1966-2010 w środkowej Europie. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW i DWD.

Biorąc pod uwagę zmienność częstości występowania gradu w ciągu roku, w środkowej Europie, blisko 66% przypadków zanotowanych w ciepłym sezonie przypadła na miesiące od kwietnia do czerwca (dokładnie 2068). Miesiącem, w którym najczęściej pojawiały się zjawiska gradowe był maj z 842 zaobserwowanymi przypadkami wystąpienia gradu, co stanowi niemalże 27% wszystkich przypadków tego zjawiska. Najmniejszą aktywnością gradową cechuje się wrzesień (7,8% przypadków). Z analizy wartości uśrednionych wynika, że na maj przypadało około 15 przypadków opadów gradu, podczas gdy we wrześniu było ich około 4 (tabela 4).

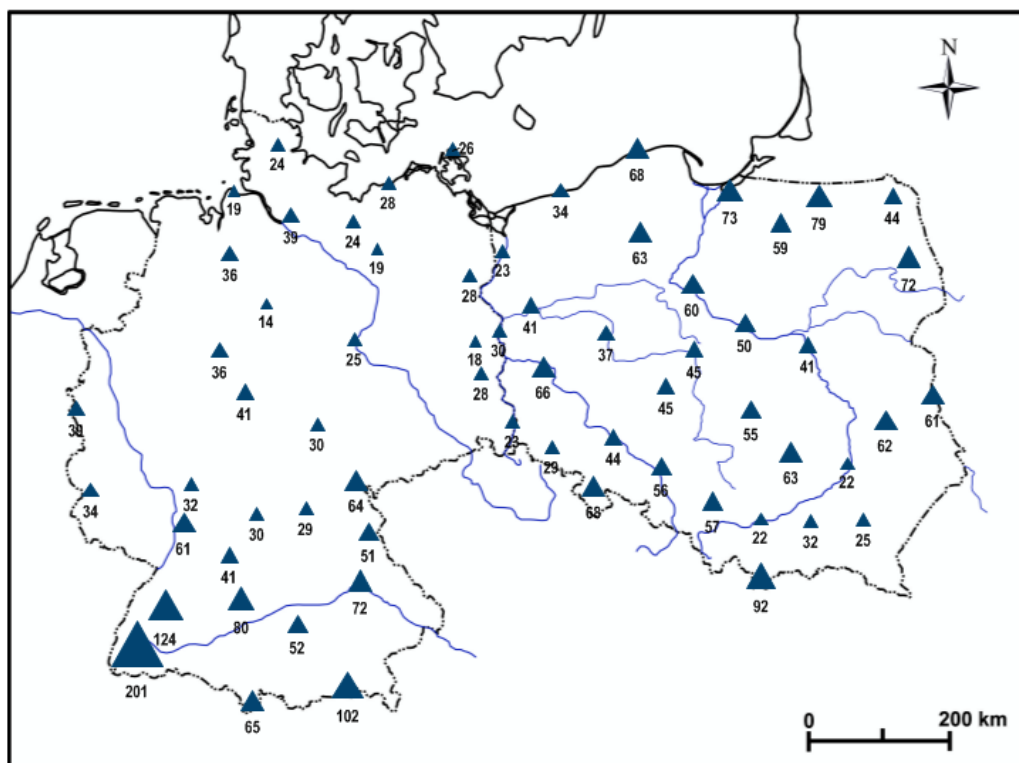
Tabela 4. Występowanie opadów gradu w czasie ciepłego sezonu w latach 1966-2010. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW i DWD.

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV-VI	Rok
łączna liczba przypadków	542	842	684	500	334	246	2068	3148
średnia roczna liczba przypadków	9,9	15,3	12,4	9,1	6,1	4,5	37,6	57,2
udział (%)	17,2	26,8	21,7	15,9	10,6	7,8	65,7	100,0

Powstanie opadu gradu wiąże się z bardzo specyficznymi warunkami panującymi w troposferze stąd też można przypuszczać, że w przypadku analizowanego fragmentu środkowej Europy najlepsze warunki do zaistnienia intensywnej konwekcji, zasilanej znaczną zawartością wilgoci w dolnej troposferze pojawiają się na początku ciepłego sezonu. Jednocześnie dużą liczebność kwietniowych przypadków gradu należałoby tłumaczyć prawdopodobnie niekiedy mylną interpretacją opadu, bowiem jak wiadomo podobnym zjawiskiem do gradu jest krupa śnieżna lub lodowa, a jedynym wyróżnikiem w czasie identyfikacji jest średnica ziaren (w przypadku krupy do 0,5 cm). Z tego właśnie względu dużych rozmiarów krupy śnieżne mogą być mylnie rozpoznane jako opad drobnego gradu. Niestety wydzielenie przypadków krupy i gradu w zgromadzonych danych okazało się niemożliwe.

Jak wspomniano we wcześniejszym rozdziale pracy, środkowa Europa odznacza się przejściowością klimatu. Jest ona wyraźnie widoczna w ciepłym półroczu, kiedy to równoleżnikowy układ rzeźby pozwala na swobodną migrację wilgotnych i chłodniejszych polarnomorskich mas powietrza z sektora zachodniego oraz skrajnie odmiennego suchego, gorącego i bogatego w jądra kondensacji powietrza znad azjatyckiej części kontynentu. Zróżnicowanie termicznych i wilgotnościowych cech mas powietrza ścierających się nad obszarem środkowej Europy odgrywa kluczową rolę w inicjowaniu zjawisk konwekcyjnych, niekiedy o niszczycielskiej sile.

W rozmieszczeniu przestrzennym częstości opadów gradu widoczne są uwarunkowania zarówno klimatyczne jak i fizjograficzne (rycina 7). Opady gradu występują najmniej licznie w północnej części środkowej Europy. Strefa ta rozciąga się od Niziny Północnoniemieckiej sięgając nad obszarem Polski aż po Pobrzeże Szczecińskie. Jest to region o małych deniwelacjach, położony w sąsiedztwie wielkich zbiorników wodnych (Morza Północnego i Bałtyckiego) pozwalających na intensywną adwekcję morskich mas powietrza. Morski charakter klimatu tej części obszaru badań i stosunkowo rzadki napływ mas powietrza o innych cechach powodują, że opady gradu pojawiają się tutaj z mniejszą częstością (mimo znacznej zawartości wilgoci). Łączna liczba dni z gradem dla całego wielolecia mieści się tu w przedziale od 14 do 41 dni.



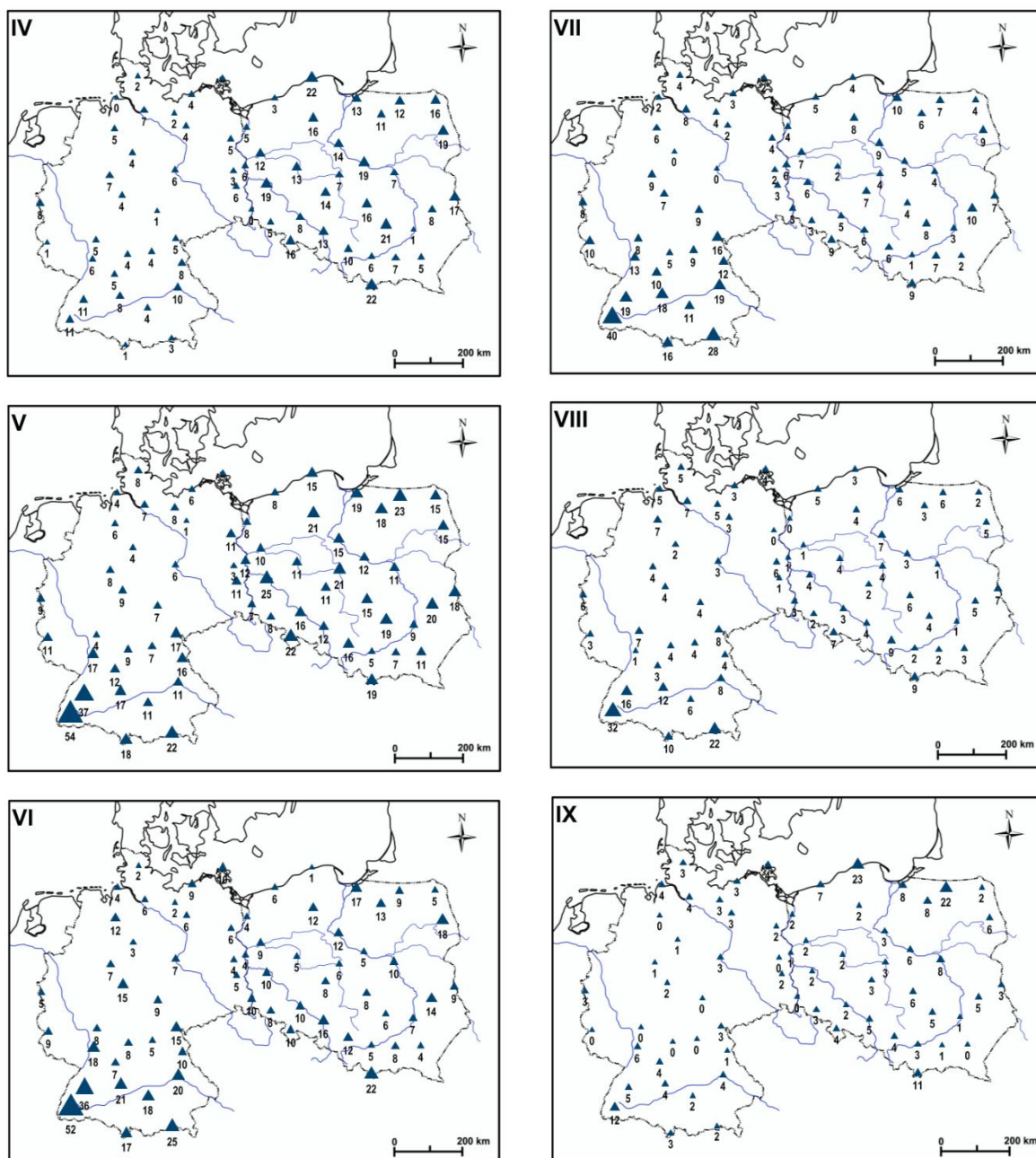
Rycina 7. Liczba dni z gradem w wieloleciu 1966-2010. Źródło: opracowanie własne na podstawie IMGW i DWD.

Spotkanie polarnomorskiej masy powietrza z powietrzem o odmiennych cechach (np. z powietrzem polarnokontynentalnym) stwarza warunki korzystne dla rozwój dynamicznej konwekcji umożliwiającej powstanie gradzin wewnątrz chmury *Cb*. Częstość opadów gradu wzrasta w kierunku południowym gdzie przeważa urozmaicona, wyżynna i górską rzeźba terenu, oraz w kierunku wschodnim wraz ze wzrostem kontynentalizmu klimatu. Stąd też regionem, w którym najczęściej na badanym obszarze notowano opady gradu jest górzisty fragment południowych Niemiec, rozciągający się od Schwarzwaldy przez Jurę Szwabską po Alpy Bawarskie. Na tym obszarze w czasie ponad 75 dni w całym wieloleciu 1966-2010 obserwowano ten rodzaj ekstremalnego zjawiska. Mniejszą liczbą dni z gradem cechuje się fragment od Wyżyny Śląskiej (około 56-57 dni) po Tatry (wyjątek stanowi tu Zakopane z 92 dniami z gradem) i rejon Kotliny Kłodzkiej (68 dni) (rycina 7).

Wzmożoną częstością opadów gradu cechują się także obszary Pojezierza Mazurskiego, Polesia Lubelskiego i Wyżyny Lubelskiej gdzie zanotowano ponad 50 dni z gradem. Na zależność pomiędzy pojawianiem się gradu a sąsiedztwem dużych zbiorników wodnych czy cieków wskazywali już w latach 60. Zinkiewicz i Michna (1955), a ostatnimi czasy również Tuovinen i in. (2009) analizując opady gradu nad rozległym obszarem

Pojezierza Fińskiego. Ich zdaniem jeziora i rzeki mogą stanowić dodatkowe źródło pary wodnej oraz przy znacznej powierzchni akwenu powodują nierównomierne nagrzewanie się podłoża (wynikające z różnic w pojemności cieplnej lądu i wody). Takie dysproporcje mogą przyczyniać się do lokalnego zachwiania równowagi atmosfery.

Rozkład przestrzenny liczby dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłej połowy roku jest zróżnicowany, aczkolwiek można wyróżnić pewne obszary, na których w poszczególnych miesiącach roku opady te występowały częściej niż w sąsiednich regionach. Podobnie jak dla całego wielolecia również w rozkładzie miesięcznym największą częstością odznaczają obszary wyżynne i górskie, natomiast najmniej licznie grad pojawiał się w nizinnej części Niemiec i Polski (rycina 8).



Rycina 8. Liczba dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu w latach 1966-2010.
 Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z IMGW i DWD.

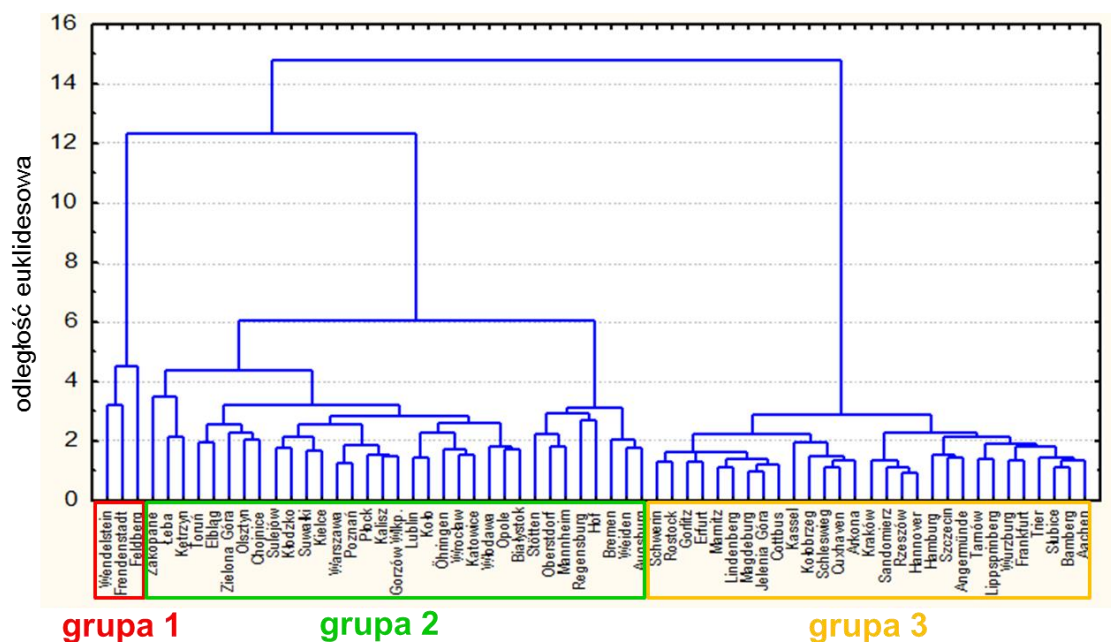
Kwietniowe opady gradu dominowały nad obszarem Polski. Widoczna jest tutaj wyraźna dysproporcja pomiędzy częstością tych opadów w zachodniej i wschodniej części badanego regionu, co może wskazywać na błędy w identyfikowaniu zjawiska w polskiej sieci meteorologicznej. Największa liczba dni z gradem wynosiła 22 dni w stacjach Łeba i Zakopane. W niemieckiej części obszaru badań liczba dni z gradem nie przekraczała 11. Najbardziej gradowym miesiącem był maj, kiedy to najczęściej notowano opady gradu w południowo-zachodnich Niemczech (Feldberg 54 dni). Najmniejszą częstością

występowania opadów gradu w kwietniu cechował się nizinny, północno-zachodni fragment obszaru badań (od 0 do maksymalnie 8 dni z gradem). Nad Polską zróżnicowanie było mniejsze – od 5 dni w Krakowie do 23 dni na Mazurach.

Częstość opadów gradu nad obszarem Polski maleje w czerwcu, nie przekraczając 18 dni w północno-wschodniej części obszaru badań. Jedynym wyjątkiem jest stacja Zakopane z 22 dniami z gradem. Warunki do powstania opadów gradu są w tym czasie najlepsze w południowo-zachodniej części Niemiec (maksimum 52 dni z gradem). W lipcu liczba dni z gradem wartości te nieznacznie maleje na całym obszarze i tendencja ta utrzymuje się aż do końca ciepłego sezonu. W sierpniu w przeważającej części obszaru badań liczba dni z gradem nie przekracza 7, jedynie w górzystych regionach waha się od 8 do 32 dni z gradem. Sytuacja zmienia się we wrześniu. Wówczas opady gradu dominują w nadbałtyckim pasie polskiego wybrzeża oraz na Pojezierzu Mazurskim sięgając 23 dni w Łebie. Jednocześnie na pozostałym obszarze Polski częstość ta nie przekracza 8 a na terenie Niemiec nawet 6 dni z gradem w całym wieloleciu (rycina 8).

3.1.2 PODZIAŁ OBSZARU BADAŃ NA REGIONY GRADOWE

Z uwagi na rozmiar obszaru badań a także różnice w warunkach klimatycznych (temperatura, kierunek adwekcji i rodzaj mas powietrza, stopień kontynentalizmu/morskości klimatu) postanowiono podzielić analizowany fragment środkowej Europy na mniejsze jednostki, w których opady gradu pojawiały się w podobnych okresach. Do tego celu posłużono się metodą grupowania hierarchicznego Warda (1963), w której grupowanymi obiektami były poszczególne stacje a cechą podstawową średnia liczba dni z gradem w pentadach ciepłego sezonu (lata 1966 - 2010). Obrazem grupowania jest dendrogram przedstawiony na rycinie 9.



Rycina 9. Dendrogram grupowania stacji metodą Warda. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW i DWD.

Gałęzie dendrogramu odcięto w miejscach, gdzie wyraźnie wzrastała odległość wiązań, co świadczy o zróżnicowaniu pomiędzy grupowanymi obiektami. W efekcie uzyskano trzy klastry, stanowiące grupy stacji, które cechowały się podobną liczbą dni z gradem i zbliżonym rozkładem czasowym tego zjawiska w ciepłym sezonie. Po analizie położenia geograficznego pogrupowanych stacji ustalono, że klastry 2 i 3 zawierają zarówno stacje z obszaru Niemiec jak i Polski, znajdujące się niekiedy w znacznych odległościach od siebie lub też przedzielone stacjami wchodzącymi w skład innego klastra. Z tego względu postanowiono dodatkowo podzielić obiekty z klastrów 2 i 3 tak, aby stacje w nowych grupach sąsiadowały ze sobą oraz zajmowały obszar o zbliżonych warunkach klimatycznych i fizjograficznych, które mają ogromny wpływ na proces formowania opadu gradu.

W rezultacie uzyskano 5 regionów gradowych:

Region 1 – obejmujący wąski fragment Niemiec ze Schwarzwaldem i Jurą Szwabską (3 stacje);

Region 2 – (powstały z rozdzielenia grupy 2) obejmujący południowym fragmentem Średniogórza Niemieckiego i Wyżynę Bawarską (9 stacji);

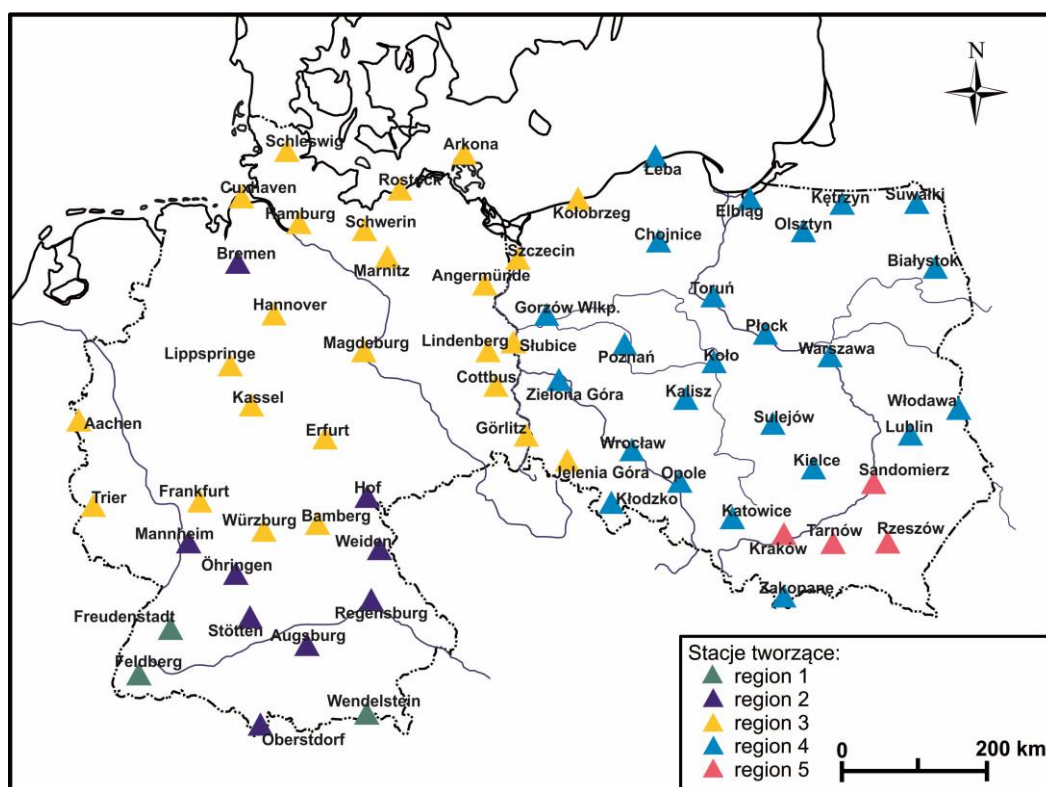
Region 3 – (powstały z rozdzielenia grupy 3) zajmujący obszar Nizin Północnoniemieckich

i pozostały, północny fragment Średniogórza Niemieckiego (25 stacji);

Region 4 – (powstały z rozdzielenia grupy 2) obejmujący większość obszaru Polski (23 stacje);

Region 5 – (powstały z rozdzielenia grupy 3) obejmujący południowo-wschodnią część Polski (4 stacje).

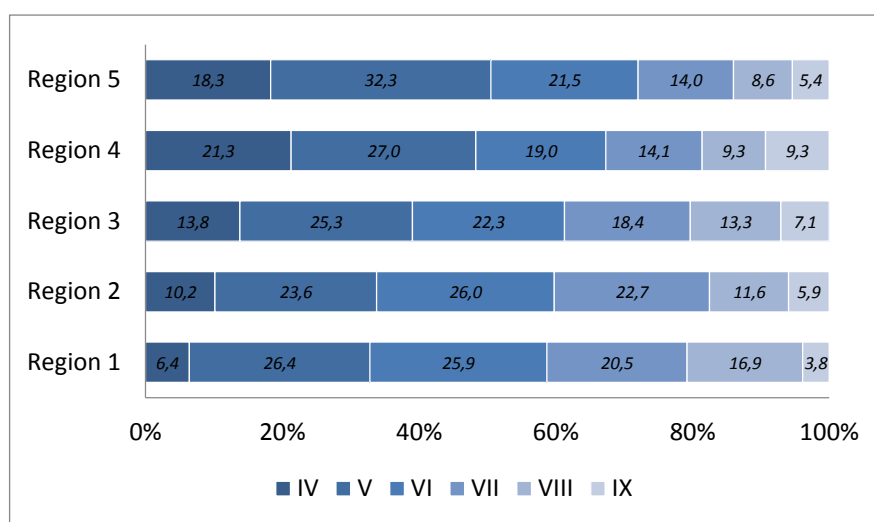
Ostateczny obraz przeprowadzonego podziału na regiony gradowe przedstawia rycina 5. Z uwagi na niewielką gęstość stacji oraz lokalny charakter opadów gradu nie wyznaczano granic liniowych pomiędzy poszczególnymi regionami. Zamiast tego stacje należące do jednej grupy/regionu oznaczono sygnaturami o tej samej barwie (rycina 10).



Rycina 10. Regiony gradowe w środkowej Europie – grupy stacji o podobnym rozkładzie czasowym i liczności przypadków opadów gradu. Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW i DWD.

Wydzielone regiony różnią się pod względem liczności przypadków gradu natomiast biorąc pod uwagę strukturę sezonową opadu pojawiają się między nimi pewne podobieństwa (rycina 11). Opady gradu w większości regionów pojawiają się najczęściej w maju (24-33% wszystkich dni z gradem). Największy udział majowych opadów gradu

w całej liczbie dni z tym zjawiskiem dotyczy południowo wschodniego regionu Polski. Wyjątek stanowi region 2, gdzie najwięcej, bo 26% dni z gradem, odnotowano w czerwcu. Jest to także drugi miesiąc pod względem częstości opadów gradu (19-26% wszystkich dni z gradem). W lipcu i sierpniu opady gradu najczęściej formują się nad wyżynno-górkim fragmentem Niemiec z regionami 1 i 2. Przypada na nie od 16,9 i 22,7% dni z gradem. Najmniej liczną grupę we wszystkich wyznaczonych regionach stanowią wrześniowe opady gradu. Najczęściej (9,3% dni) pojawiały się one w regionie 4, a z kolei najrzadziej w regionie 1 (3,8%), co może wynikać ze specyfiki klimatu obszarów górskich (rycina 11).



Rycina 11. Procentowy udział dni z gradem w miesiącach ciepłego sezonu dla poszczególnych regionów. Źródło: opracowanie własne na podstawie IMGW i DWD.

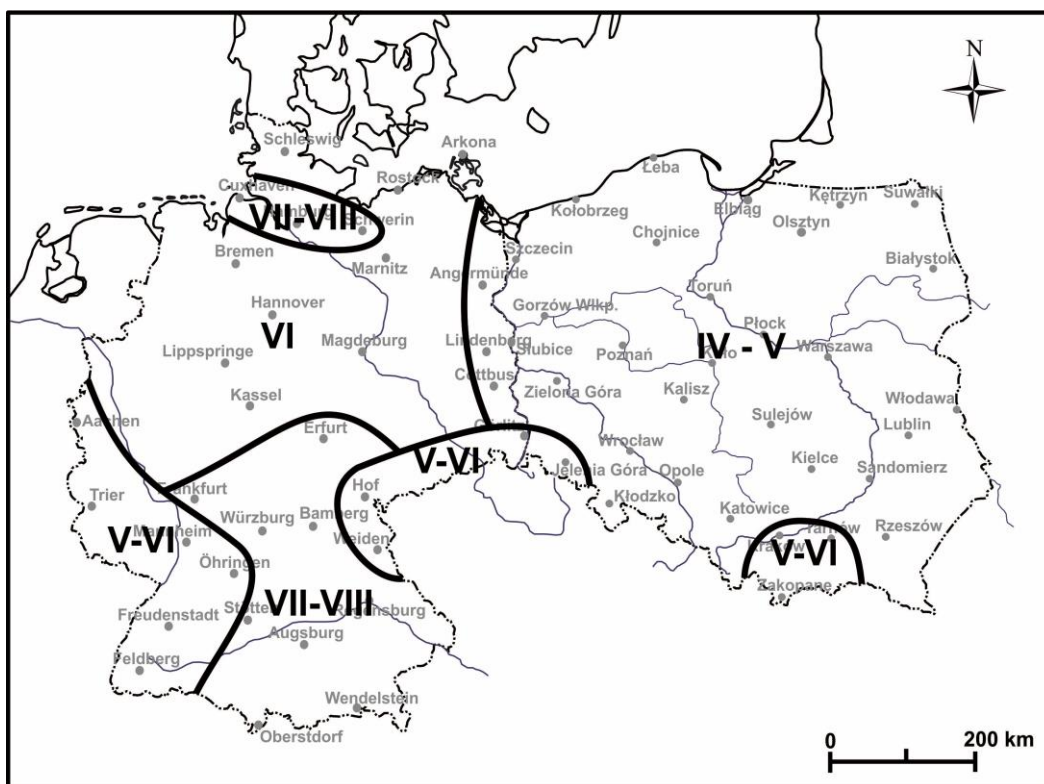
W tabeli 5 porównano regiony pod względem średniej rocznej liczby dni z gradem w poszczególnych miesiącach i wynika z niej, iż najwyższe wartości, sięgające ponad 7 dni, zanotowano w maju w regionie 4. Jednocześnie na uwagę zasługuje sytuacja w regionach wyżynno górskich Niemiec (regiony 1 i 2), gdzie maksimum częstości opadów gradu było przesunięte na czerwiec i wynosiło w regionie 1 średnio 2,0 dni, a w regionie 2 średnio 2,8 dnia. Są to obszary położone na znacznych wysokościach nad poziomem morza, ze średnią rzędną stacji przekraczającą 400 m n.p.m., co ma istotny wpływ na częstość występowania opadów gradu. Łącznie najwięcej przypadków gradu zanotowano w regionie 3 i 4. Zajmują one największą powierzchnię z dużą liczbą stacji położonych na obszarze nizinnym (wysokości nieprzekraczające 180 m n.p.m.). W części niemieckiej średnia miesięczna liczba dni z gradem wahała się między 1,1 a 3,8 dnia z minimum we wrześniu i maksimum w maju. Z kolei w części polskich nizin wartości te były wyższe i osiągały

odpowiednio 2,6 (IX) i 7,3 (V) dnia na miesiąc. Najmniej dni z gradem w ciepłym sezonie zarejestrowano w regionie 5 (w związku z niewielką liczbą stacji w regionie), gdzie wartość ta wynosiła niespełna 1 dzień. W większości regionów najbardziej gradowym miesiącem był maj natomiast opady te cechowały się najmniejszą frekwencją w kwietniu i wrześniu (tabela 2).

Tabela 5. Średnia roczna liczba dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu w wydzielonych regionach. Źródło: Opracowanie własne na podstawie IMGW i DWD.

Region	Liczba stacji	Średnia wysokość stacji m n.p.m.	Miesiące ciepłego sezonu						Rok
			IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Region 1	3	1373,0	0,5	2,0	2,0	1,3	1,1	0,4	7,2
Region 2	9	468,3	1,0	2,6	2,8	2,6	1,2	0,6	10,8
Region 3	25	123,8	2,2	3,8	3,6	2,7	2,0	1,1	15,5
Region 4	23	172,6	6,3	7,3	4,5	2,8	2,0	2,6	25,5
Region 5	4	212,5	0,4	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1	2,2

Dla porównania zastosowano również inną, bardziej subiektywną metodę wyznaczania regionów gradowych, zaproponowaną przez chińskich badaczy (Zhang i in., 2008). Zgodnie z tą metodą w pierwszej kolejności w każdej stacji wyznacza się miesiąc o największej częstości opadów gradu (*hail-peak month*), a następnie na tej podstawie dokonuje się podziału stacji na analizowanym obszarze. Obraz takiej regionalizacji wykonanej dla środkowej Europy ukazuje rycina 12.



Rycina 12. Regiony gradowe w środkowej Europie wyznaczone na podstawie miesiąca o największej częstotliwości opadów gradu w każdej stacji. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW i DWD.

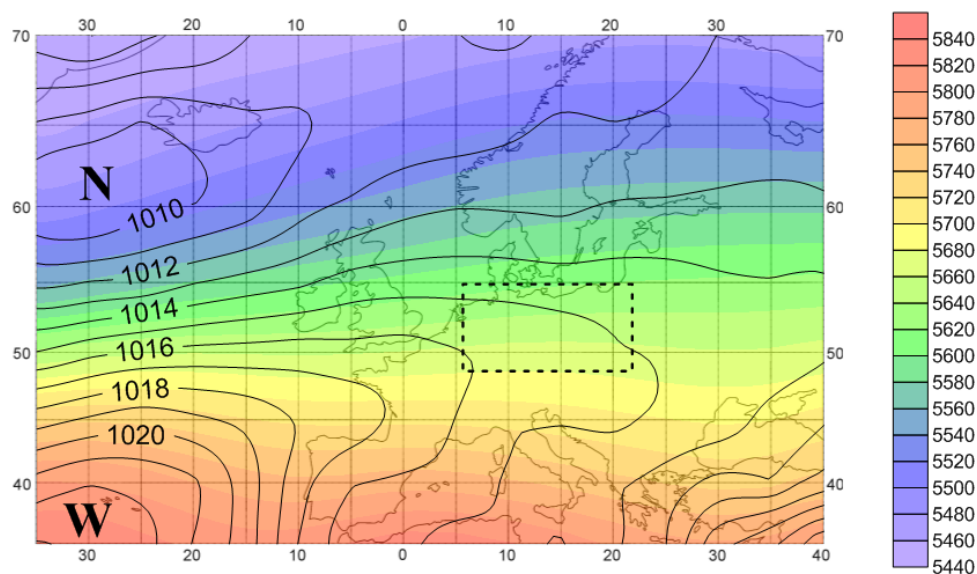
W tym przypadku wyznaczono granice regionów, nawiązując do układu rzeźby terenu i sieci rzecznej. Podział ten w pewnym stopniu pokrywa się z regionalizacją wykonaną metodą statystyczną, jednak określenie przedziałów czasowych dla poszczególnych regionów – wyznaczenie miesiąca najbardziej gradowego – może być wątpliwe. Maksimum częstotliwości opadów gradu przypada bowiem w niektórych przypadkach na więcej niż jeden miesiąc. Niekiedy różnica wartości pomiędzy miesiącami była minimalna, a wyznaczenie jednego dominującego miesiąca dałoby nieprawdziwy obraz częstotliwości tego zjawiska. Niemniej jednak na podstawie dołączonej mapy można stwierdzić, iż nie na całym obszarze badań opady gradu dominują w maju (rycina 12). W górzystej części Niemiec grad pojawia się najczęściej w lipcu i sierpniu, co wynika chociażby z cech klimatów wyżynno-górskich, gdzie okres intensywnej konwekcji jest zwykle krótki i przesunięty na najcieplejsze miesiące. Wraz ze wzrostem morskości klimatu pora największych opadów gradu przesuwa się na czerwiec. Widać również różnice pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią obszaru badań. Opady gradu w Polsce pojawiają się częściej w początkowych miesiącach ciepłego sezonu (kwiecień, maj), podczas gdy grad na terenie nizin niemieckich obserwowany był

częściej w czerwcu. W południowo-zachodniej części Niemiec grad pojawia się głównie w maju i czerwcu, co może mieć również związek z napływem mas powietrza z nad Morza Śródziemnego. Mimo że przedstawiona metoda dostarcza istotnych informacji na temat zjawisk gradowych w środkowej Europie, w dalszej części pracy podstawą analiz warunków synoptycznych jest regionalizacja wykonana statystyczną metodą grupowania hierarchicznego (metodą Warda).

3.2 WPŁYW CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ NA WYSTĘPOWANIE OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE

3.2.1 ŚREDNI ROZKŁAD CIŚNIENIA I WYSOKOŚCI POWIERZCHNI BARYCZNEJ 500 HPA W CIEPŁEJ PORZE ROKU

Analizę warunków synoptycznych sprzyjających wystąpieniu opadów gradu rozpoczęto od prześledzenia średniej sytuacji barycznej panującej w ciepłym półroczu nad północnym Atlantykiem i Europą. W tym celu obliczono i przedstawiono na mapach średnie wartości ciśnienia na poziomie morza i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa dla 120 punktów węzłowych siatki kartograficznej obejmującej sektor euroatlantycki (rycina 13). Warunki cyrkulacyjne w ciepłym półroczu kształtowane są przez dwa układy baryczne rozlokowane nad Oceanem Atlantyckim. Największe średnie wartości ciśnienia zredukowanego do poziomu morza (>1022 hPa) odnotowano w obrębie rozbudowanego Wyżu Azorskiego, którego zachodni skraj wcina się klinem nad obszar środkowej Europy. Ciśnienie maleje w kierunku północnym osiągając najniższe wartości (<1010 hPa) w centrum Niżu Islandzkiego, ulokowanym na południowy zachód od Islandii. Takie pole ciśnienia umożliwia swobodny strefowy przepływ mas powietrza nad północnym Atlantykiem i przeważającą częścią Europy, w tym także nad Polską i Niemcami.



Rycina 13. Średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw) od kwietnia do września w latach 1966-2010. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

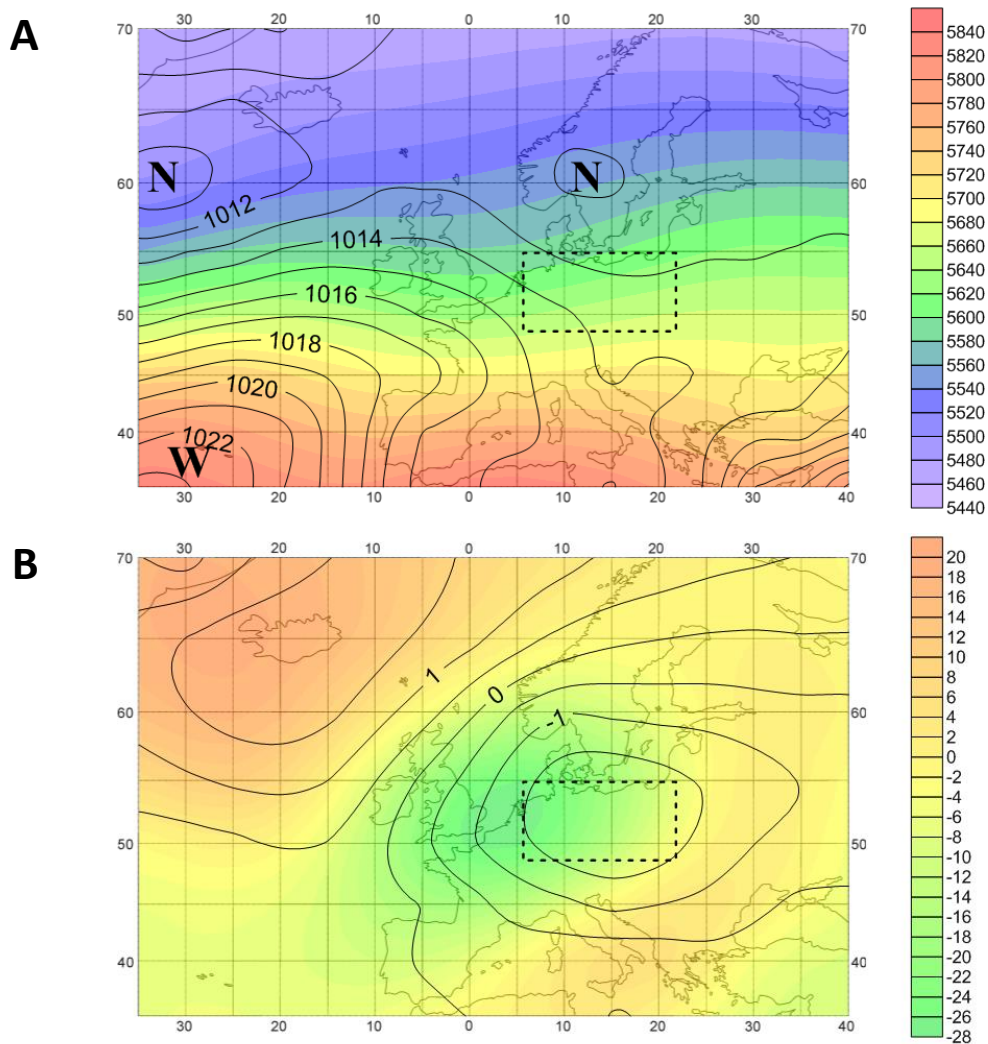
Różnica ciśnienia pomiędzy dwoma wymienionymi centrami barycznymi powoduje intensywniejszy przepływ powietrza z kierunku zachodniego nad oceaniczną częścią obszaru, sięgając do południka 0°. Z kolei wewnątrz kontynentu europejskiego, w tym nad środkową Europą, poziomy gradient baryczny wyraźnie maleje, a izobary odchylają się od przebiegu równoleżnikowego w kierunku południowowschodnim (rycina 13).

Jako że przedstawiony na mapie fragment Europy obejmuje zarówno obszary nizinne jak i obszary o wyraźnej, górskiej rzeźbie, obraz warunków panujących na poziomie morza uzupełniono o wartości geopotencjału 500 hPa, ukazując tym samym sytuację panującą w wyższych warstwach troposfery. Z przebiegu wysokości powierzchni barycznej 500 hPa można określić typ adwekcji i położenie ciepłych i chłodnych sektorów układów barycznych. Wraz z wysokością spadek ciśnienia w ciepłym powietrzu jest o wiele mniejszy niż w chłodnym. Na mapach wyraża się to wyraźnym wzrostem wysokości powierzchni barycznej 500 hPa. Sytuacja jest odwrotna w przypadku chłodnych mas powietrza. W związku z tym średnie wartości wysokości geopotencjału 500 hPa w ciepłej porze roku maleją z kierunku południowego (>5800 m), gdzie w Basenie Morza Śródziemnego i w centrum wyżu zalegają najcieplejsze masy powietrza, osiągając najmniejsze wartości w chłodnym, północno-wschodnim sektorze Nizu Islandzkiego (<5550 m). Przebieg izohips

geopotencjału 500 hPa wskazuje również na zachodni przepływ mas powietrza w średniej troposferze (rycina 13).

3.2.2 SYTUACJE BARYCZNE I TERMICZNE SPRZYJAJĄCE WYSTĘPOWANIU OPADÓW GRADU

Uśredniona sytuacja baryczna panująca w czasie dni z gradem w środkowej Europie jest pokazana na rycinie 14A. Różni się ona nieznacznie od warunków panujących średnio w czasie całego ciepłego sezonu, niemniej jednak w tym przypadku klin Wyżu Azorskiego nie sięga już tak daleko na wschód nad obszar Europy, a nad południowym skrajem Półwyspu Skandynawskiego formuje się słaby ośrodek niskiego ciśnienia (<1012 hPa). Poziomy gradient baryczny na wschód od południka 0° jest o wiele mniejszy niż nad oceanem, co może świadczyć o słabszym przepływie mas powietrza. Ułożenie izobar sugeruje także mniej wyraźny strefowy kierunek adwekcji. Równoleżnikowy przebieg izolunii geopotencjału 500 hPa jest zbliżony do warunków panujących ogólnie w ciepłym sezonie, jednak jak wskazuje mapa anomalii (rycina 14B) wysokość zalegania powierzchni barycznej 500 hPa jest nad środkową Europą niższa o około 20 m, co może wskazywać, że w czasie dni z gradem nad obszarem badań zalega powietrze chłodniejsze niż zwykle.



Rycina 14. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Ponadto nad środkową Europą w czasie dni z gradem stwierdzono obecność niewielkich ujemnych anomalii wartości ciśnienia (<1,5 hPa) (rycina 14B - linie ciągłe), oraz zlokalizowane na zachód od niego centrum ujemnych anomalii wysokości geopotencjału (<20 m). Przesunięcie owych dwóch układów świadczyć może o przemieszczaniu się całości układu na wschód, co znajduje odzwierciedlenie również w przebiegu izobar na mapie rozkładu ciśnienia na poziomie morza (rycina 14A). Dodatkowo anomalie zarówno ciśnienia (>1,5 hPa w centrum) jak i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (>10 m w centrum) występują nad północną częścią Oceanu Atlantyckiego (rycina 14B).

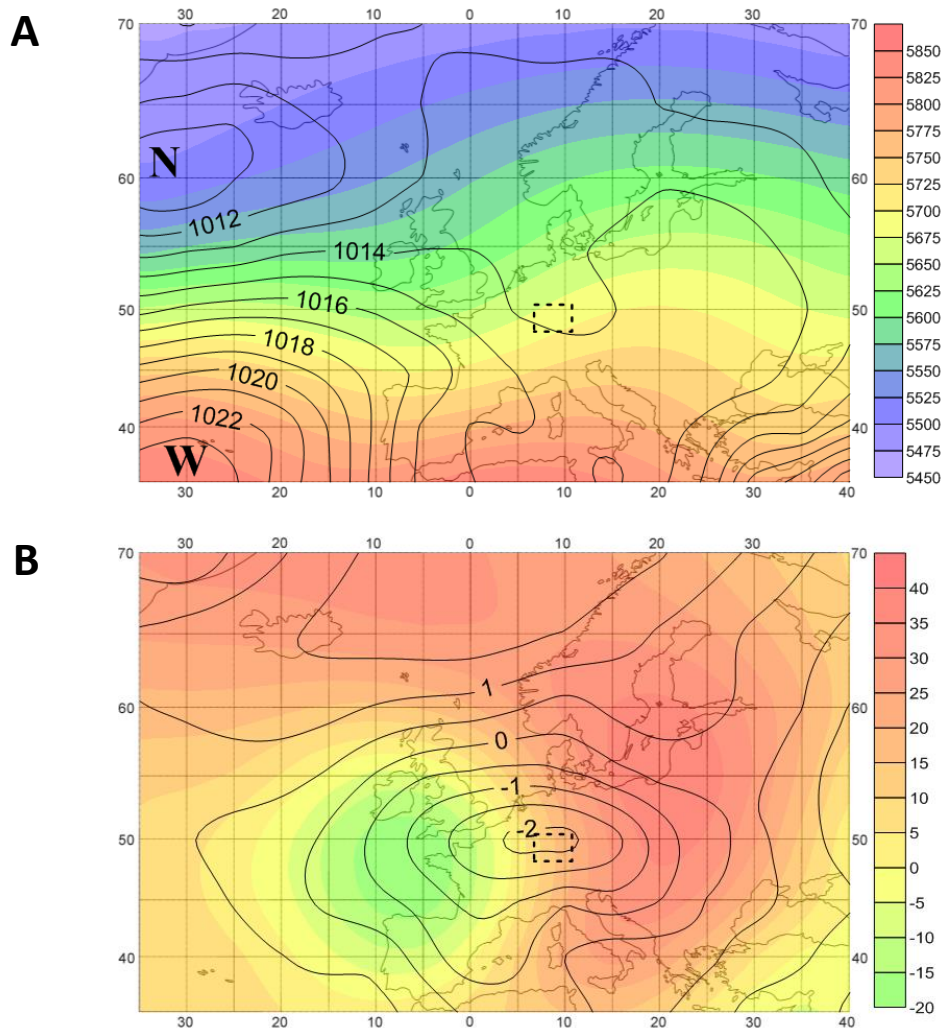
Aby wskazać warunki synoptyczne i cyrkulacyjne panujące w czasie dni z gradem, dla każdego regionu sporządzono mapy obrazujące rozkład średnich wartości ciśnienia

na poziomie morza oraz wysokości geopotencjału 500 hPa. Wykonano również mapy anomalii, aby wskazać wyraźne różnice pomiędzy warunkami panującymi w czasie dni z gradem w danym regionie a sytuacją panującą przeciętnie w ciepłym sezonie. Uzupełnieniem analizy warunków cyrkulacyjnych jest przedstawienie rozkładu temperatury powietrza na poziomie 850 i 500 hPa wraz z mapami anomalii. Dostarczają one ważnych informacji na temat pionowego gradientu temperatury, który jest niezwykle istotny w czasie powstawania zjawisk związanych z silną konwekcją.

Pierwszy z wyznaczonych regionów obejmuje fragment południowo-zachodnich Niemiec ze Schwarzwaldem. W tym regionie w czasie badanych 45 lat (1966-2010) zanotowano 390 dni z gradem. Sytuacja baryczna panująca w owych dniach wskazuje na lokalne warunki cyklogenezy nad regionem 1, co widoczne jest jako wyraźne wygięcie izobar w kierunku południowym. Jednocześnie nad kontynentalną częścią sektora euroatlantyckiego nie wykształcił się żaden wyraźny układ baryczny. Centrum niżu na północy Atlantyku ulokowane było na południowy zachód od wybrzeży Islandii. Mało wyraźny klin wyżu z centrum nad Wyspami Azorskimi sięgał do Zatoki Botnickiej. Wartości ciśnienia w obydwu układach były zbliżone do średniej wieloletniej w ciepłej porze roku. Duży poziomy gradient baryczny pomiędzy Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim przyczyniał się do dynamicznego, równoleżnikowego przepływu mas powietrza nad sektorem atlantyckim. Przepływ ten słabł nad środkową Europą, co wynika z niewielkich różnic ciśnienia nad tym obszarem. Przebieg izolinii wysokości powierzchni barycznej 500 hPa wskazuje na obecność stosunkowo cieplejszej masy powietrza nad środkową Europą (maksymalne wartości wysokości wynosiły 5700 m). Konsekwencją takiego układu, zarówno izobar jak i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa, jest zachodni kierunek napływu mas powietrza nad obszar Europy (rycina 15A).

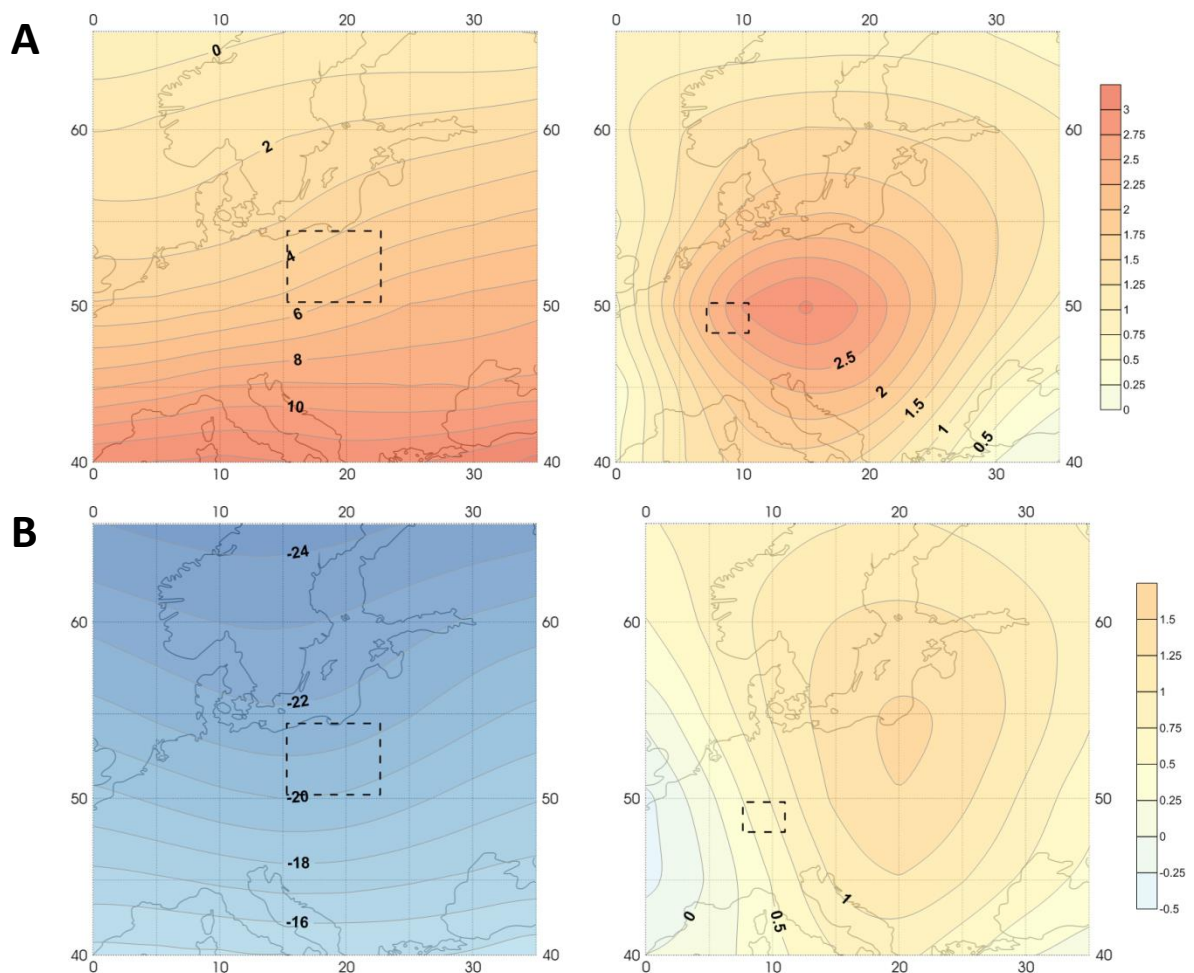
W czasie dni z opadami gradu centrum ujemnych anomalii wartości ciśnienia (< -2 hPa) rozciągało się dokładnie nad obszarem południowo-zachodnich Niemiec, ale nie pokrywało się ono z obniżeniem powierzchni barycznej 500 hPa, której centrum znajdowało się nad Zatoką Botnicką. Te różnice w położeniu owych centrów anomalii również potwierdzają zachodni kierunek przemieszczania się całego układu. Jednocześnie powierzchnia baryczna 500 hPa znajdowała się wyżej o około 20 m niż przeciętnie, wskazując na obecność cieplejszego powietrza w czasie dni z gradem w regionie 1. Istotnych informacji dostarcza także analiza całego obrazu anomalii topografii barycznej

nad Europą. Widać tu bowiem, że całość kontynentu została podzielona pomiędzy dwie różniące się termicznie masy powietrza. Przeważająca część Europy znajdowała się w zasięgu powietrza cieplejszego niż przeciętnie. Nad wschodnim fragmentem Europy anomalie wysokości powierzchni barycznej sięgały ponad 30 m. Z kolei nad Zatoką Botnicką powierzchnia baryczna 500 hPa znajdowała się o 10 m niżej niż zwykle, co wiąże się z obecnością tam chłodniejszego powietrza (rycina 15B). Konsekwencją takiego ułożenia izobar i izohips topografii barycznej jest zachodni kierunek przemieszczania się mas powietrza przy powierzchni ziemi z udziałem składowej południowej w średnich warstwach troposfery (rycina 15).



Rycina 15. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B - anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 1 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

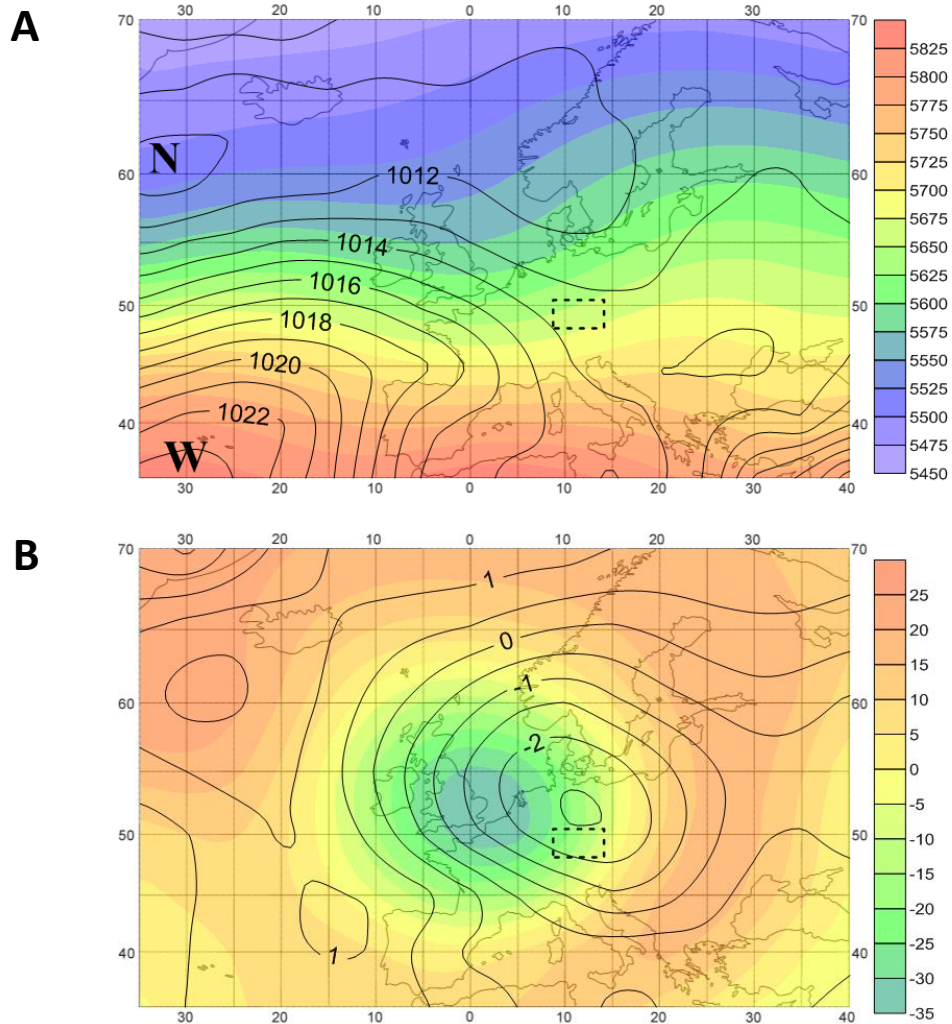
Rozkład temperatury oraz wygięcie izoterm na poziomie 850 i 500 hPa w czasie dni z gradem w regionie 1 również wskazuje na napływ cieplejszych mas powietrza z południowego sektora Europy, który zostaje wyhamowany na przedgórzu Alp i Karpat. Pionowa różnica temperatury w troposferze nad regionem sięga około 26°C (rycina 16 – lewa kolumna). Powstanie opadów gradu w górzystym regionie 1 wymagało dodatknych anomalii temperatury zarówno w niższych jak i w średnich partiach troposfery, wskazując na obecność cieplejszych mas powietrza nad środkową Europą, na co wskazywały uprzednio wartości anomalii wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (rycina 15B). Na poziomie 850 hPa centrum dodatnich anomalii temperatury ($>3^{\circ}\text{C}$) znajdowało się nad środkową Europą. Dodatkowo odchylenie temperatury na poziomie 500 hPa było mniejsze niż na poziomie 850 hPa, osiągając zaledwie $1,5^{\circ}\text{C}$ a centrum anomalii było ulokowane nad obszarem Polski (rycina 16B – prawa kolumna).



Rycina 16. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 1 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Kolejny region obejmuje obszar wyżynno – górski Niemiec (region 2). Charakteryzuje się on zbliżoną liczebnością dni z gradem do regionu 1 (odnotowano 429 dni z gradem) oraz podobnym rozkładem sezonowym występowania tego zjawiska. Łącznie ponad 70% wszystkich przypadków opadów gradu zanotowano od maja do lipca, z czego większość (26% dni) przypadła na czerwiec.

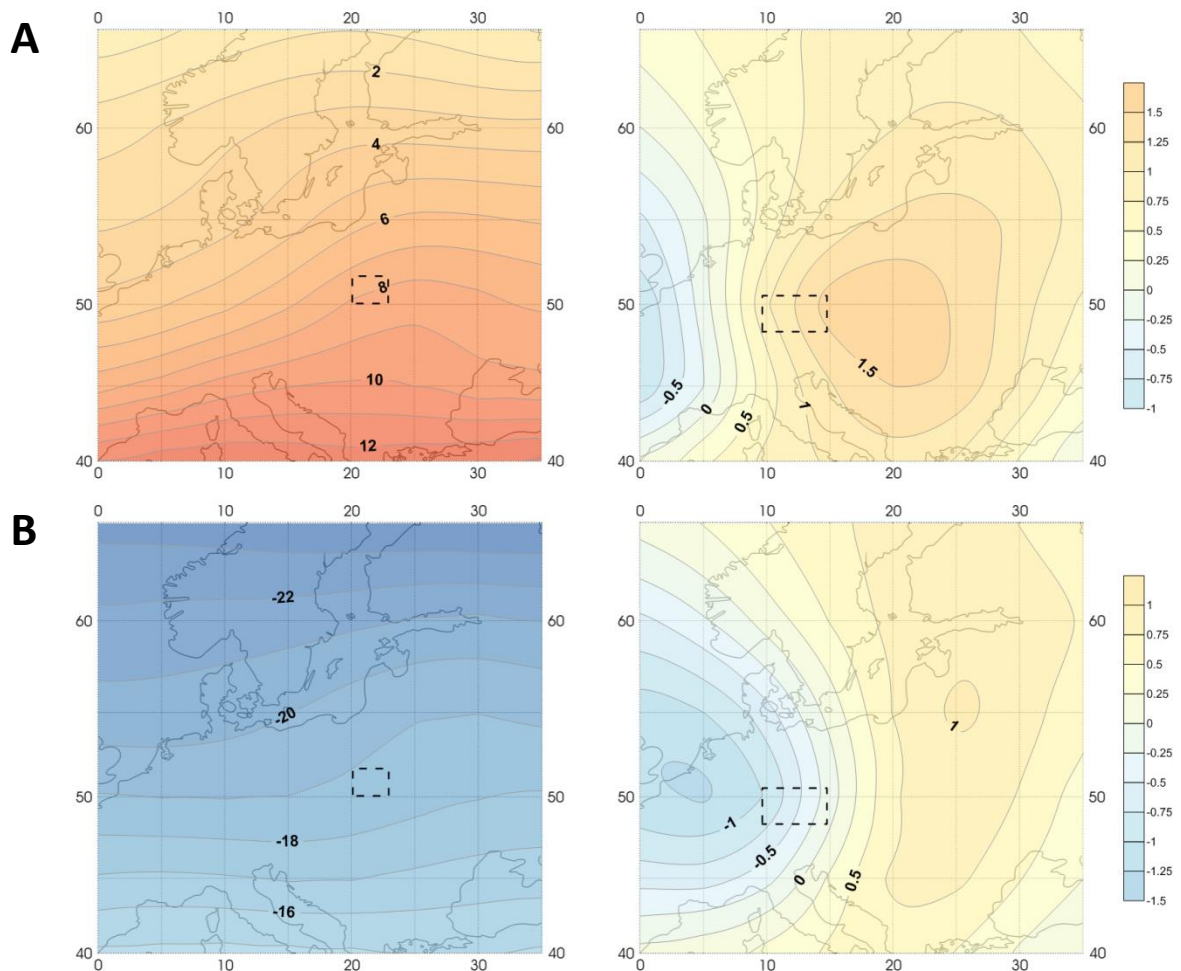
Warunki cyrkulacyjne sprzyjające pojawianiu się tutaj opadów gradu są zbliżone do tych panujących w regionie 1. Podobieństwo dostrzec można głównie nad południowym wycinkiem sektora euroatlantyckiego, gdzie powstały klin Wyżu Azorskiego sięga, podobnie jak w przypadku regionu 1, do wschodnich krańców Zatoki Botnickiej przecinając południkowo izobarą 1015 hPa obszar Francji. Również wartości ciśnienia w Wyżu Azorskim i Niżu Islandzkim są takie same, osiągając odpowiednio <1023 i >1011 hPa. Podobny poziomy gradient baryczny przyczynia się kolejny raz do silniejszego strefowego przepływu mas powietrza w części oceanicznej, słabnącego nad środkową częścią kontynentu. Tym razem jednak na północy Europy wykształciła się bruzda obniżonego ciśnienia, ciągnąca się równoleżnikowo od Islandii po południowozachodni kraniec Półwyspu Skandynawskiego. Nad Bałkanami widoczny jest słabo wykształcony antycyklon z wartościami ciśnienia nieznacznie przekraczającymi 1014 hPa (rycina 17A).



Rycina 17. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 2 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Centrum ujemnych anomalii ciśnienia atmosferycznego było nieznacznie przesunięte w kierunku północnym w stosunku do położenia samego regionu, osiągając wartości -2,5 hPa. W tym przypadku region znajduje się w zasięgu ujemnych anomalii wysokości powierzchni barycznej 500 hPa osiągających wartości między -10 a -20 m, co wskazuje na obecność chłodniejszej masy powietrza nad badanym obszarem w czasie dni z gradem. Centrum ujemnych anomalii wysokości geopotencjału 500 hPa rozciągało się nad Kanałem La Manche (<-30 m). Zarówno układ izobar przy powierzchni ziemi jak i ukształtowanie powierzchni barycznej 500 hPa wskazują na cyrkulację zachodnią, modyfikowaną w średniej troposferze przez składową południową (rycina 17B).

Warunki termiczne na poziomie 850 hPa w regionie 2 były podobne do sytuacji w regionie 1, niemniej jednak przebieg izoterm w średniej troposferze wskazuje na większą różnicę temperatury pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią środkowej Europy. Widoczny tu kontrast termiczny wiąże się z napływem cieplejszych mas powietrza z południa we wschodniej części Polski oraz adwekcją chłodnego powietrza polarnomorskiego nad obszar Niemiec (rycina 18 – lewa kolumna).

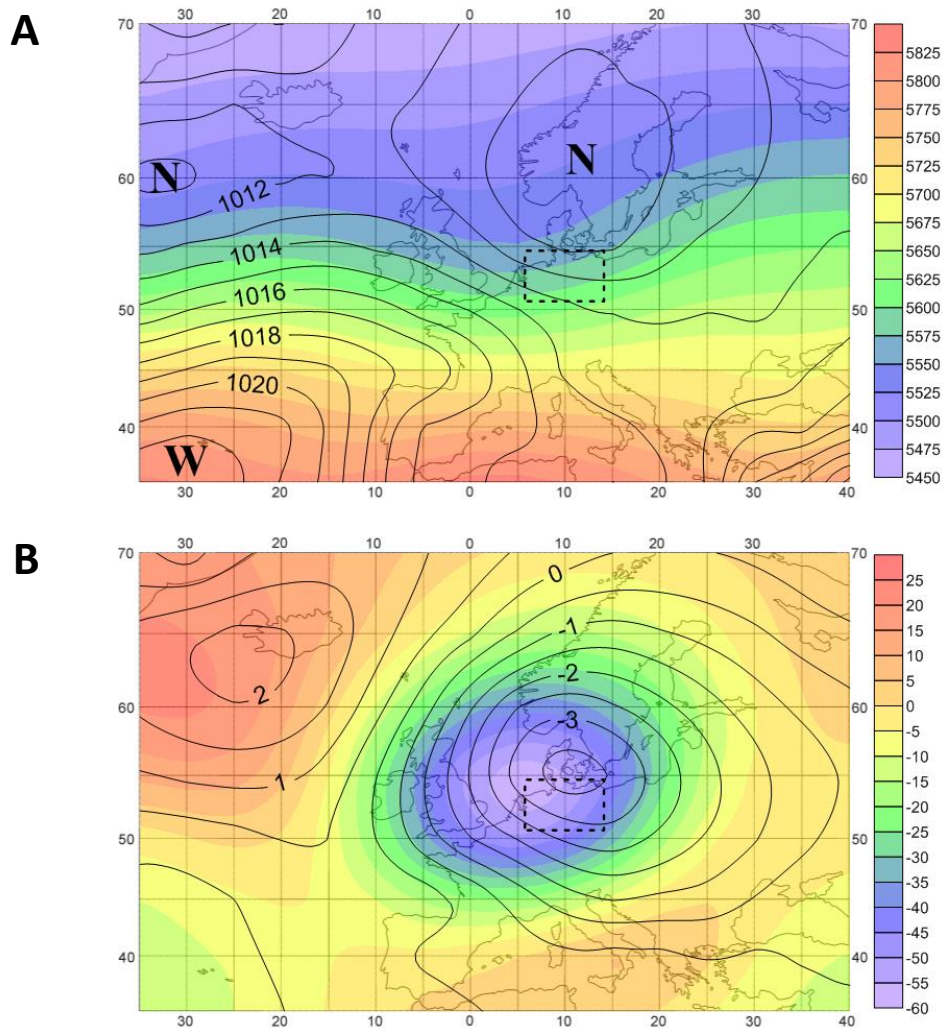


Rycina 18. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 2 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Podobny termiczny podział Europy jest jeszcze bardziej widoczny na mapach anomalii temperatury (szczególnie na poziomie 500 hPa). Na poziomie 850 hPa wartość 0°C przebiegając wzdłuż zachodnich granic Niemiec rozdziela środkową Europę na część wschodnią z niewielkimi dodatnimi anomaliami temperatury (>1,5°C) i część zachodnią z temperaturą niższą o około 0,5°C. Wówczas region 2 znajduje się w całości w obrębie dodatnich anomalii temperatury. Sytuacja odменя się, gdy spojrzymy na mapę rozkładu

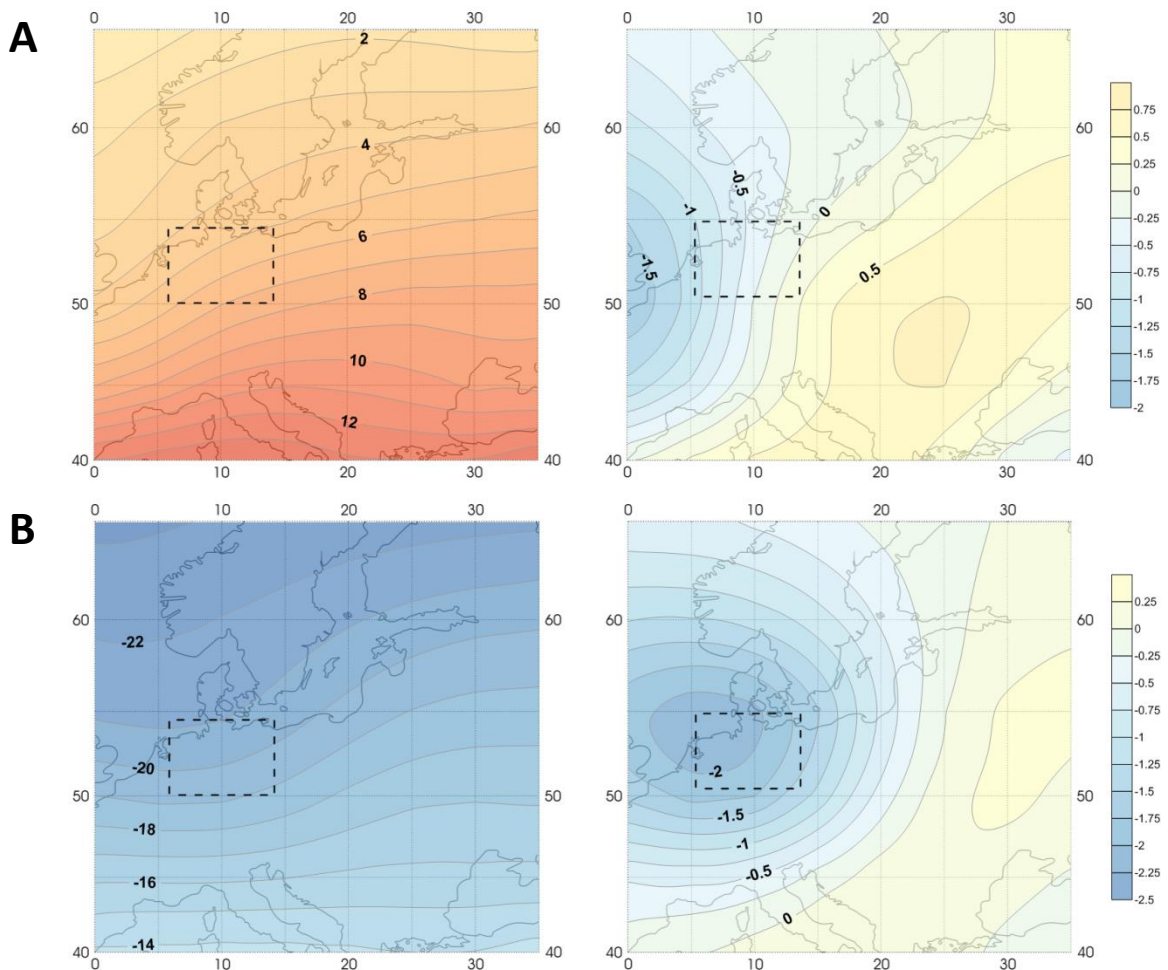
anomalii temperatury w średniej troposferze. Wówczas granica między cieplejszą i chłodniejszą masą powietrza jest przesunięta na wschód a nad regionem 2 zalegają powietrze chłodniejsze (rycina 18 – prawa kolumna). Takie ułożenie chłodniejszej masy powietrza nad cieplejszą sprzyja powstaniu chwiejnej równowagi atmosfery, kluczowej dla zaistnienia konwekcji.

Anomalie wartości ciśnienia na poziomie morza i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa są najsilniej zaznaczone w czasie opadów gradu w regionie 3. W centrum anomalii ciśnienia zlokalizowanym dokładnie nad Niziną Północnoniemiecką wartości były niższe niż średnio o ponad 3,5 hPa. Opadom tym towarzyszyły także największe ujemne anomalie wysokości powierzchni barycznej, z centrum obejmującym region 3. Wskazują one na obecność wyraźnie chłodniejszej masy powietrza nad Morzem Północnym (powierzchnia baryczna 500 hPa znajdowała się o 50 m niżej niż przeciętnie) (rycina 19B). Jednocześnie nad północną Europą uformowały się dwa układy niskiego ciśnienia połączone ze sobą płytkim siodłem barycznym z centrami nad Półwyspem Skandynawskim (<1011 hPa) i na południowy zachód od Islandii (<1011 hPa) (rycina 19A). Pierwszy z nich najsilniej wpływał na sytuację panującą w środkowej Europie. Jak wynika z mapy topografii barycznej południowo-wschodni skraj owego układu był wyraźnie cieplejszy niż pozostała jego część. To w połączeniu z północno-zachodnim kierunkiem adwekcji chłodnych, polarnomorskich mas powietrza w dolnej troposferze oraz cieplejszych południowo-zachodnich w wyższych partiach troposfery przyczyniło się do stworzenia doskonałych warunków do rozwoju silnej konwekcji. Porównując tę sytuację z warunkami opadów gradu w regionach 1 i 2 można stwierdzić, iż na nizinach konieczne jest zaistnienie większych kontrastów termicznych i barycznych, aby wygenerować opad gradu, niż nad obszarami o bardziej urozmaiconej rzeźbie terenu.



Rycina 19. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 3 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

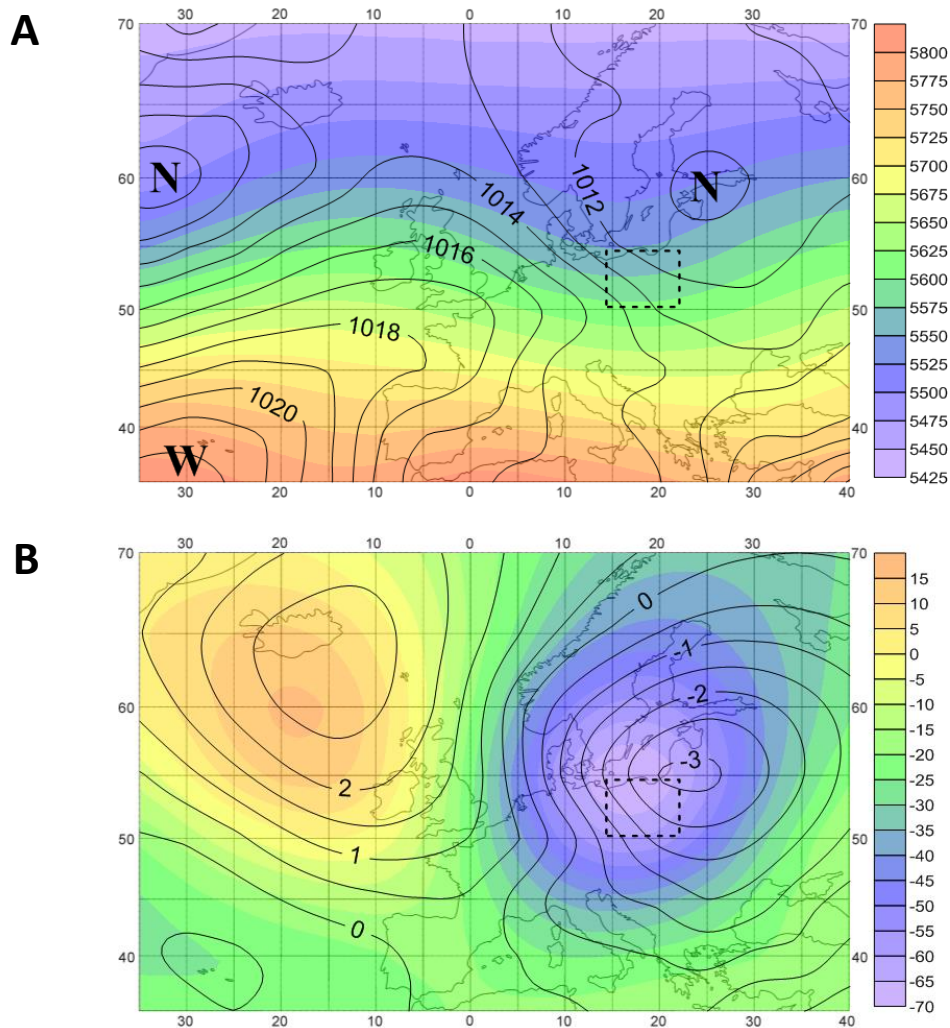
W regionie 3 można zaobserwować podobny przebieg izoterm jak w czasie dni z gradem w regionie 2. Wartości temperatury na poziomie 850 hPa sięgają od około 4 do 7°C malejąc w kierunku północno-zachodnim. Również w tym przypadku przebieg izoterm w średniej troposferze wskazuje na obecność nad środkową Europą dwóch kontrastujących ze sobą termicznie mas powietrza jednakże w tym przypadku różnica jest mniejsza (rycina 20 – lewa kolumna).



Rycina 20. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 3 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

W tym przypadku opadom gradu towarzyszą wyraźne ujemne anomalie temperatury. Na poziomie 850 hPa temperatura w czasie dni z tym opadem jest niższa o około 1°C, a w wyższych partiach troposfery nawet o 2°C z centrum ujemnych anomalii zlokalizowanym nad północno-zachodnim skrajem regionu 3 (rycina 20 – prawa kolumna).

W czasie dni z gradem w regionie 4 ciśnienie atmosferyczne nad tym obszarem było niższe o 3 hPa, a wysokość powierzchni barycznej 500 hPa o 60 m niższa niż przeciętnie. Niewielkie przesunięcie centrów anomalii względem siebie wskazuje na przemieszczanie się całego układu na wschód. Jednocześnie nad całym sektorem euroatlantyckim widoczne są znaczne kontrasty termiczne, przejawiające się w dużych różnicach w wysokości zalegania izobary 500 hPa (sięgające od >10 m nad północnym Atlantykiem do <-60 m nad środkową Europą) (rycina 21B).



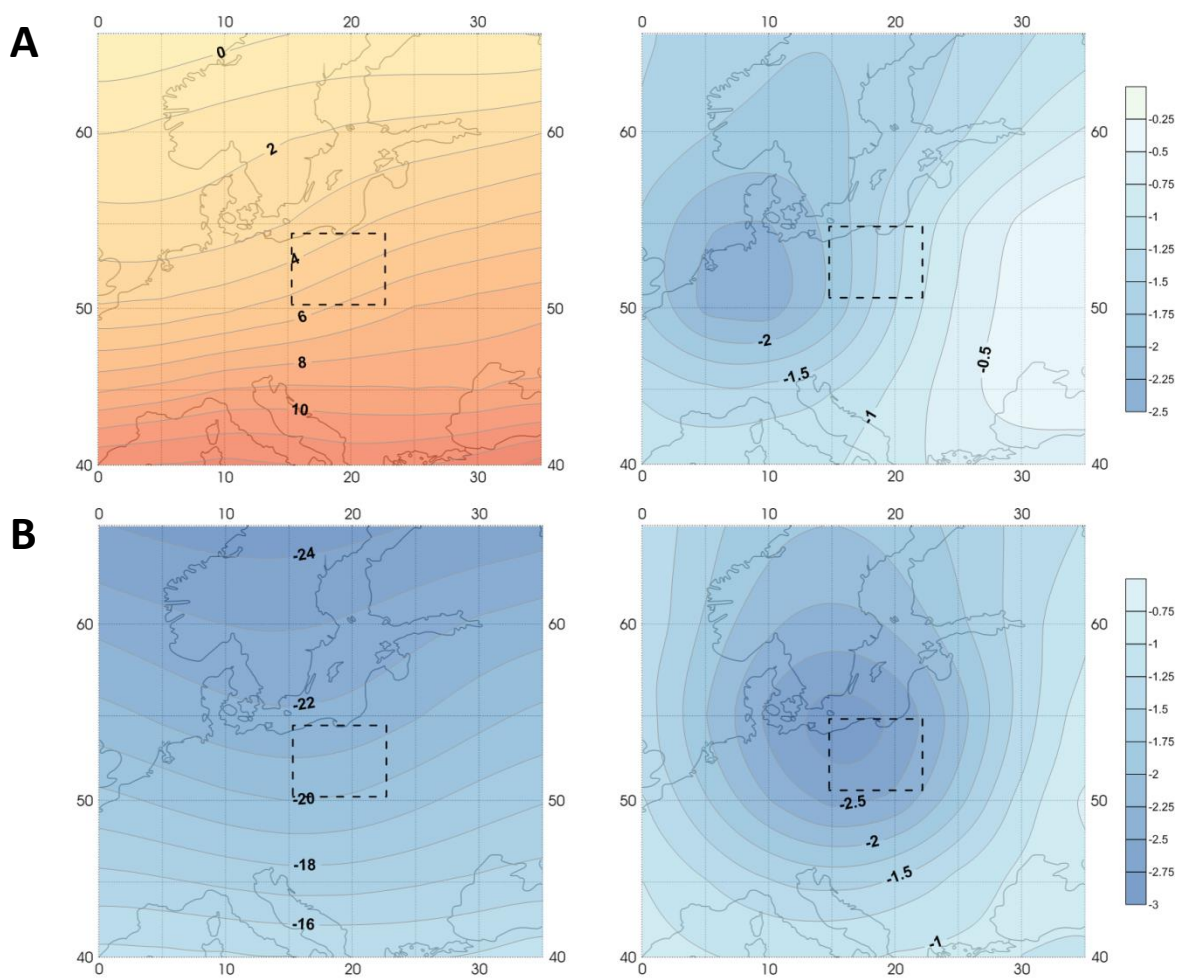
Rycina 21. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 4 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

W tym przypadku centrum niżu nad kontynentalną częścią Europy było ulokowane nad Zatoką Ryską (<1011 hPa). Bardziej rozbudowany klin Wyżu Azorskiego poszerzył swój zasięg aż po obszar Niemiec, co przyczyniło się do zwiększenia poziomego gradientu barycznego nad Europą. Takie rozmieszczenie układów barycznych umożliwiło intensywny napływ nad niziny polskie chłodnych mas powietrza z północnego zachodu (rycina 21A).

W przypadku regionu 4 wartości temperatury malały w kierunku północno-zachodnim osiągając od 3,5 do 6°C na poziomie 850 hPa i od -22 do -20°C w średniej troposferze. Izotermy w niższej warstwie troposfery przebiegały niemalże równoleżnikowo z niewielkim odchyleniem ku północy we wschodniej części Europy. Natomiast wygięcie

izoterm ku południowi na poziomie 500 hPa wskazuje na spływ chłodnego powietrza z północy, co wyraźnie modyfikowało wartości temperatury w regionie 4 (rycina 22 – lewa kolumna).

Jest to widoczne na mapach anomalii (rycina 22 – prawa kolumna), z których wynika, że w czasie dni z gradem temperatura w troposferze na obydwu poziomach była niższa niż przeciętnie. Największe różnice są widoczne na poziomie 500 hPa, gdzie centrum anomalii znajdowało się dokładnie nad obszarem badań a temperatura była niższa o ponad 2,5°C. Centrum anomalii (<-2,5°C) poniżej poziomu 500 hPa przesunięte było nad północno-zachodnie Niemcy a wartości temperatury nad samym regionem były niższe o około 1,5°C.

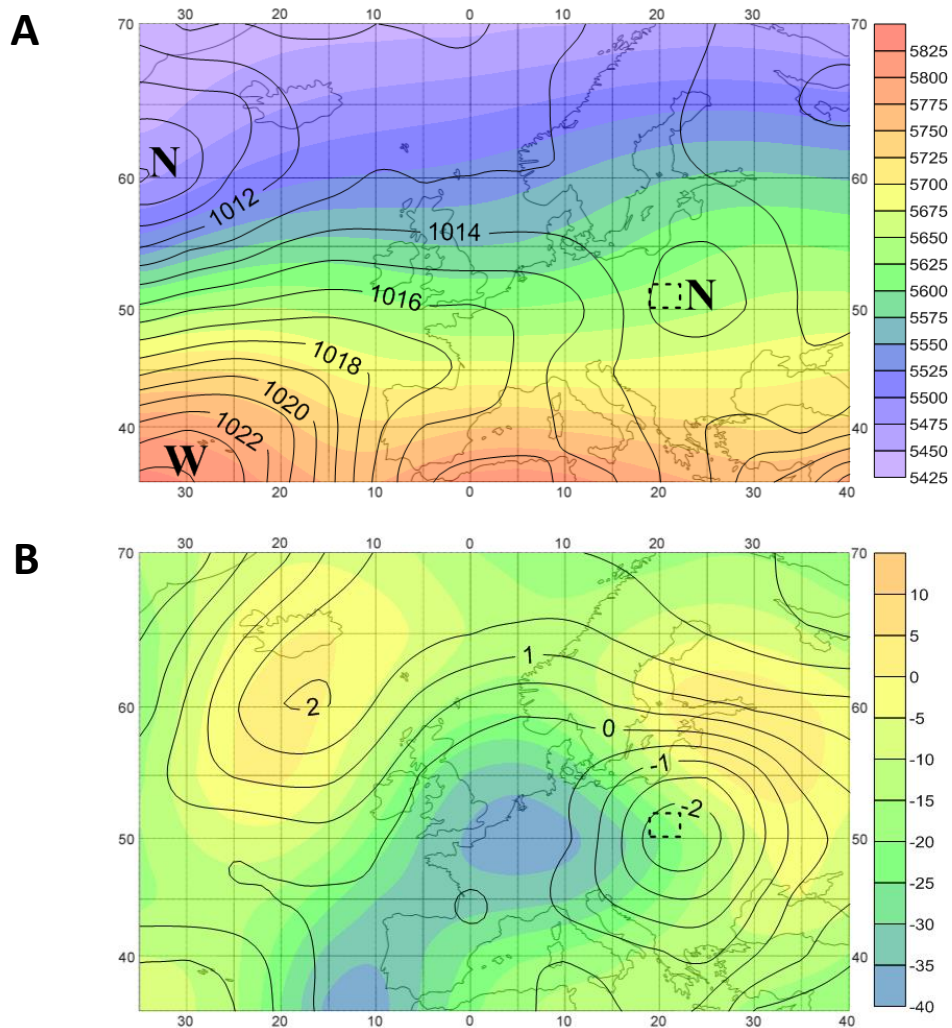


Rycina 22. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 4 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Opady gradu pojawiały się najrzadziej w regionie 5. W jego skład wchodzi 4 wyżynno-górskie stacje w południowo-wschodniej części Polski, gdzie łącznie zanotowano jedynie 93 dni z gradem. Wiązały się one z płytkim niżem termicznym

powstałym nad wschodnią Europą (<1013 hPa). W tym samym czasie nad Oceanem Atlantyckim zanotowano największe kontrasty baryczne sięgające od >1024 hPa w Wyżu Azorskim po <1009 hPa w centrum niżu na północy. Klin wysokiego ciśnienia wdzierał się nad obszar Europy docierając do Niemiec (rycina 23A).

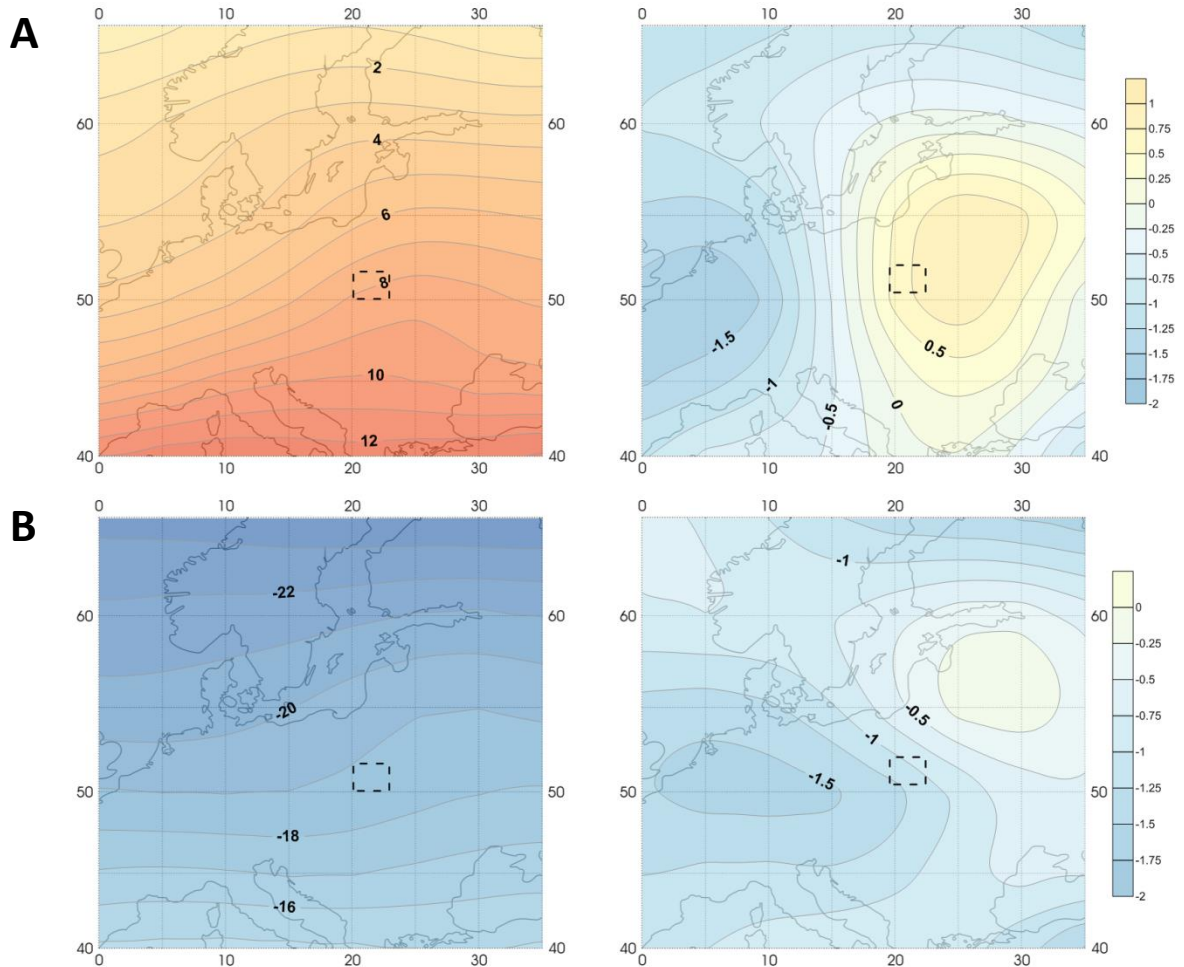
Ciśnienie atmosferyczne nad środkową i wschodnią Europą było niższe niż przeciętnie o około 2 hPa (centrum anomalii zlokalizowane nad regionem 5), a przeważająca część kontynentu znajdowała się w zasięgu chłodnej masy powietrza z rozmytym centrum ujemnych różnic wysokości nad Europą zachodnią (<-30 m). Tymczasem północ Europy znajdowała się w zasięgu pozytywnych anomalii ciśnienia sięgających maksymalnie >2 hPa na południe od Islandii. Taki układ izolinii wskazuje na wzmocnienie południowo-wschodniej składowej cyrkulacji w środkowej troposferze (rycina 23B).



Rycina 23. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 5 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Warunki termiczne panujące w troposferze towarzyszyły opadom gradu pojawiającym się w południowo-wschodniej części Polski (region 5) były najbardziej złożone. Pokrywają się one w pewnym stopniu z sytuacją panującą w regionie 2 i 3, gdzie widoczny jest podobny przebieg izoterm wygiętych we wschodniej części ku północy oraz rozkład anomalii wskazujący na dwie różne termicznie masy powietrza nad Europą wschodnią i zachodnią. Niemniej jednak gradient termiczny nad Europą w średniej troposferze był o wiele mniejszy niż w przypadku pozostałych regionów, co wskazuje na obecność bardziej jednolitej termicznie masy powietrza w wyższych partiach troposfery. Natomiast na poziomie 850 hPa wygięcie izoterm nad południowo-wschodnim skrajem

Europy świadczy o napływie cieplejszej masy powietrza docierającej aż do regionu 5 (rycina 24 – lewa kolumna).



Rycina 24. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 5 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z NCEP/NCAR.

Południkowe ułożenie izoterm na mapie anomalii temperatury z poziomu 850 hPa oraz przebieg izotermi 0°C przez obszar Polski sugeruje, jak wspomniano wcześniej, zaleganie nad Europą dwóch różnych termicznie mas powietrza – chłodniejszej o ok. 1,5°C na zachodzie i cieplejszej o ok 1°C na wschodzie, przy czym region 5 znajdował się całkowicie w zasięgu cieplejszego powietrza. W średniej troposferze wartości anomalii temperatury maleją z północnego-wschodu ku południowemu zachodowi z regionem 5 w obrębie chłodniejszej masy powietrza. W obydwu przypadkach wartości anomalii były niewielkie (rycina 24 – prawa kolumna).

3.3 EKSTREMALNE PRZYPADKI OPADÓW GRADU W ŚRODKOWEJ EUROPIE

Analizę ekstremalnych przypadków opadów gradu oparto na danych pochodzących z *European Severe Weather Database (ESWD)*. Dostarcza ona wielu szczegółowych informacji dotyczących opadów gradu, jakich nie można uzyskać korzystając jedynie z danych archiwalnych gromadzonych przez służby meteorologiczne Polski i Niemiec. *ESWD* opiera się na raportach pochodzących od obserwatorów gradowych, w których podawane są dokładne współrzędne opadu, termin jego wystąpienia (niekiedy długość trwania opadu) oraz rozmiar gradzin. W bazie *ESWD* odnotowane są jedynie ekstremalne przypadki opadów gradu, czyli takie, w których średnica gradzin przekracza 2 cm. W niniejszej pracy uwzględniono wyłącznie potwierdzone i w pełni zweryfikowane raporty.

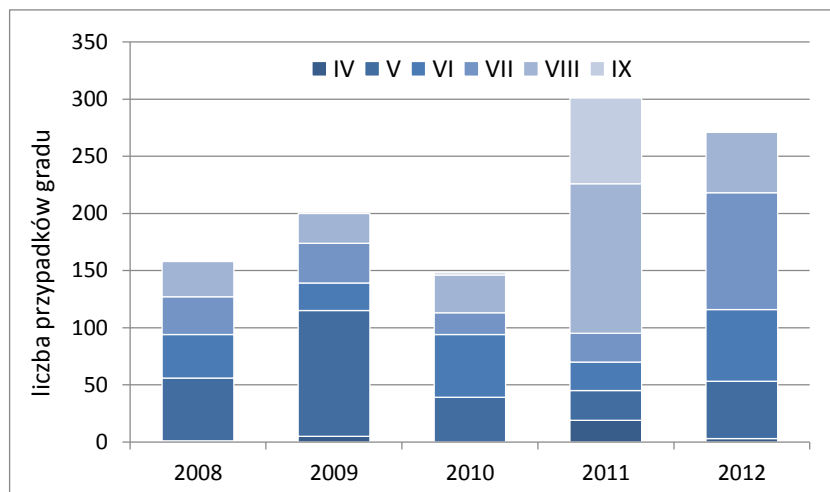
Opisane dane pozwoliły uszczegółwić obraz zjawisk gradowych w środkowej Europie, a efekty analizy zostały podzielone na trzy części. Na wstępie zostanie przedstawiona charakterystyka klimatologiczna opadów gradu, następnie warunki synoptyczne sprzyjające ich wystąpieniu oraz w ostatniej części analiza stanu atmosfery oparta na wybranych wskaźnikach chwiejności wykorzystywanych w prognozowaniu zjawisk gradowych.

3.3.1 ZMIENNOŚĆ CZASOWA I PRZESTRZENNA WYSTĘPOWANIA OPADÓW GRADU

Jak wynika z raportów gradowych pochodzących z *ESWD* w ciepłym półroczu w latach 2008-2012 na obszarze Polski i Niemiec odnotowano 1079 potwierdzonych i zweryfikowanych przypadków gradu o średnicy ≥ 2 cm, które wystąpiły w czasie 189 dni. Liczba raportów gradowych wzrastała z roku na rok, osiągając największą wartość w czasie ostatnich dwóch lat, co jest zapewne konsekwencją wzrastającego zainteresowania ekstremalnymi zjawiskami pogodowymi (Kunz i in., 2009; Groenemeijer i van Delden, 2007). Rosnąca liczba raportów gradowych niekoniecznie więc wskazuje na faktycznie wzrastającą częstość zjawiska, a raczej na rosnącą świadomość mieszkańców zagrożonych terenów, jest też prawdopodobnie efektem większej swobody wymiany informacji w Internecie.

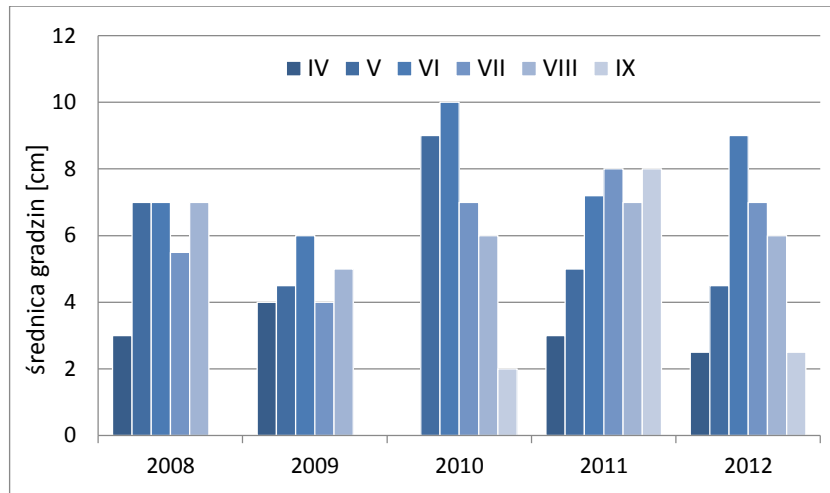
Jak wynika z ryciny 25, występowanie ekstremalnych opadów gradu cechuje się dużą zmiennością z roku na rok podobnie jak zmiany liczebności przypadków gradu w poszczególnych miesiącach. Przykład mogą stanowić następujące po sobie lata

o najmniejszej i największej częstotliwości gradu. Mowa tu o roku 2010 z niespełna 150 przypadkami gradu i kolejnym, 2011 z dwukrotnie większą liczbą przypadków. Pomimo tak nieregularnego, wręcz chaotycznego przebiegu czasowego występowania tego zjawiska można zauważyć, że na początku analizowanego okresu opady gradu pojawiały się najczęściej późną wiosną i wczesnym latem (szczególnie w roku 2009), ale w kolejnych latach sezon gradowy przesunął się na cieplejsze miesiące osiągając największą liczebność przypadków w lipcu i sierpniu. Najmniej licznie obserwowano ekstremalne opady gradu w skrajnych miesiącach ciepłego półrocza, czyli w kwietniu i wrześniu. Wyjątek stanowi rok 2011, kiedy to zanotowano blisko 70 wrześniowych przypadków gradu i około 20 w kwietniu (rycina 25).



*Rycina 25. Liczba przypadków gradu w latach 2008-2012 z podziałem na miesiące.
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

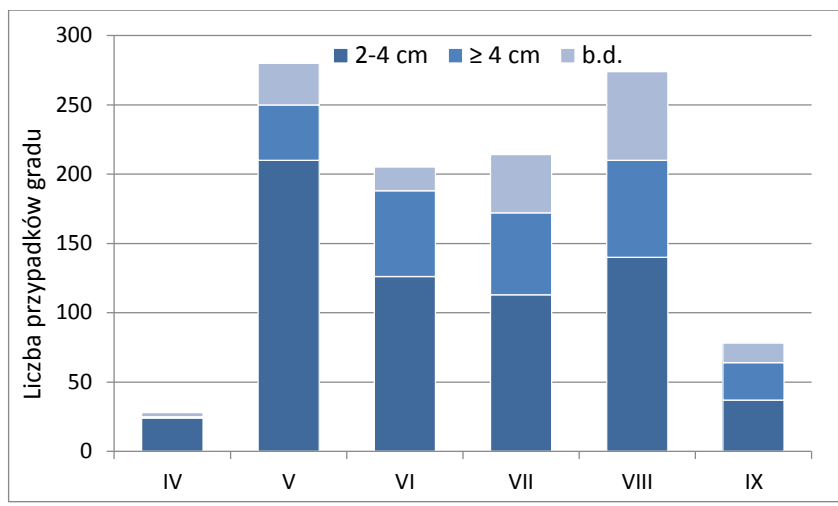
Rokiem, w którym na badanym obszarze zanotowano największą średnicę kuli gradowej wynoszącą 10 cm był rok 2010, czyli najmniej gradowy w całym wieloleciu. Od tego roku obserwowany jest wzrost rozmiarów notowanych gradzin, które w wielu przypadkach osiągają średnice powyżej 7 cm. Te rekordowe przypadki najczęściej pojawiały się w czasie czerwcowych burz gradowych, natomiast najmniejsze rozmiary gradzin, sporadycznie przekraczające 2 cm średnicy, występowały zazwyczaj w czasie opadów w kwietniu i wrześniu (rycina 26).



Rycina 26. Maksymalny rozmiar gradzin w poszczególnych miesiącach i latach badanego okresu.
 Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

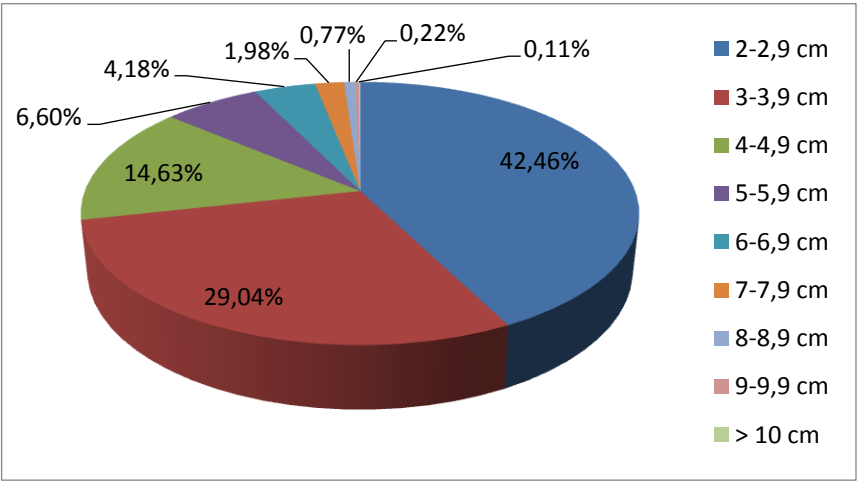
Ma to związek z warunkami panującymi w troposferze w owych miesiącach. Utworzenie szczególnie dużych gradzin wymaga ogromnych kontrastów termicznych i wilgotnościowych w dolnych partiach troposfery. Powoduje to intensywną dostawę wilgoci do chmury *Cumulonimbus*, co wyzwała silne prądy wstępujące, które uruchamiają proces formowania się gradzin. Opisane warunki niezbędne do rozwoju chwiejnej równowagi atmosfery są trudne do spełnienia w kwietniu i wrześniu, kiedy dostawa ciepła i stopień nagrzania lądu nie sprzyja powstawaniu tak silnej konwekcji. Sytuacja odменя się w pełni letniego sezonu, przy intensywniej radiacji. Stąd też właśnie w miesiącach od maja do sierpnia burze gradowe pojawiają się najczęściej i osiągają największą intensywność wyrażoną rozmiarem gradzin.

W najcieplejszych miesiącach wzrastał udział burz produkujących największe rozmiary gradzin (średnica ≥ 4 cm) osiągając największą liczebność w sierpniu (70 przypadków). Mniejsze gradziny, o średnicy nieprzekraczającej 4 cm, towarzyszą zazwyczaj majowym opadom (210 przypadków), kiedy komórki konwekcyjne są bardziej rozproszone i nie organizują się w rozbudowane burze wielokomórkowe czy superkomórkowe, które sprzyjają wzrostowi gradzin (rycina 27).



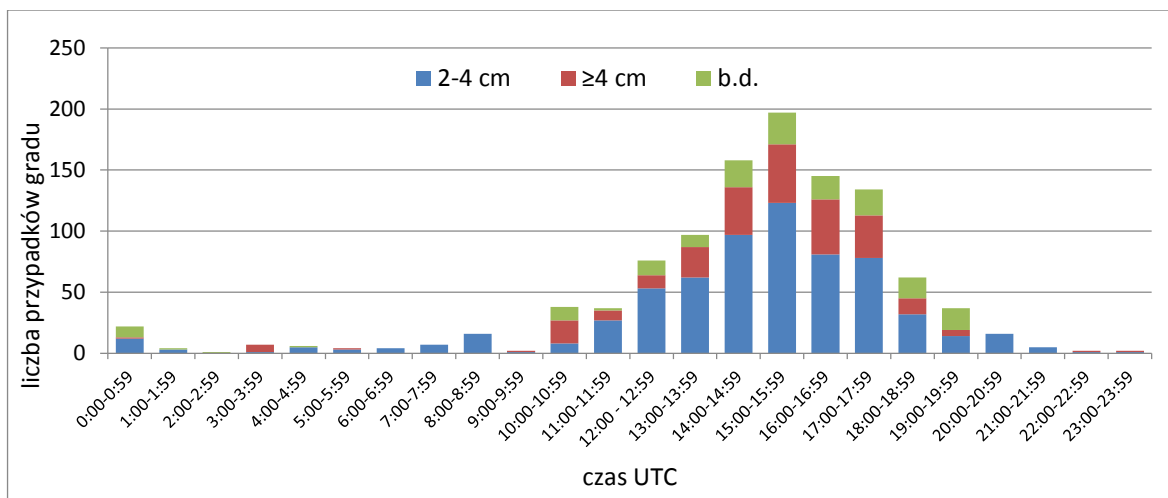
Rycina 27. Liczba przypadków gradu w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

Ponad 86% burz gradowych nawiedzających środkową Europę w latach 2008-2012 produkowało gradziny o rozmiarze od 2 do 5 cm średnicy. Pozostały odsetek to ekstremalnie groźne przypadki burz gradowych (*extremely severe hailstorms*) produkujących gradziny o średnicy ponad 5 cm, a w szczególnych przypadkach dochodzącym nawet do 10 cm (rycina 28). Do powstania największych lodowych brył niezbędne jest zaistnienie ekstremalnych warunków w troposferze jak chociażby silnych i wielokrotnie powtarzających się prądów wstępujących i zstępujących docierających do najwyższych partii chmury *Cumulonimbus*, czy znacznych zasobów pary wodnej w dolnej troposferze, wtłaczanych do chmury *Cb*.



Rycina 28. Procentowy udział opadów gradu o podanym rozmiarze gradzin. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

Dobowa zmienność częstości szczególnie groźnych opadów gradu pokrywa się z aktywnością konwekcyjną w ciągu dnia, osiągając największe wartości w godzinach popołudniowych między 14:00 a 18:00 (rycina 29). Wraz z malejącą dostawą ciepła w ciągu doby w godzinach wieczornych, nocnych i porannych maleje częstość pojawiania się opadów gradu, zwłaszcza związanych z burzami termicznymi. Czynnikiem wywołującym ten rodzaju opad w godzinach nocnych i porannych są zwykle przemieszczające się fronty atmosferyczne, a nie intensywne nagrzewanie się łądu tak jak ma to miejsce w ciągu dnia.

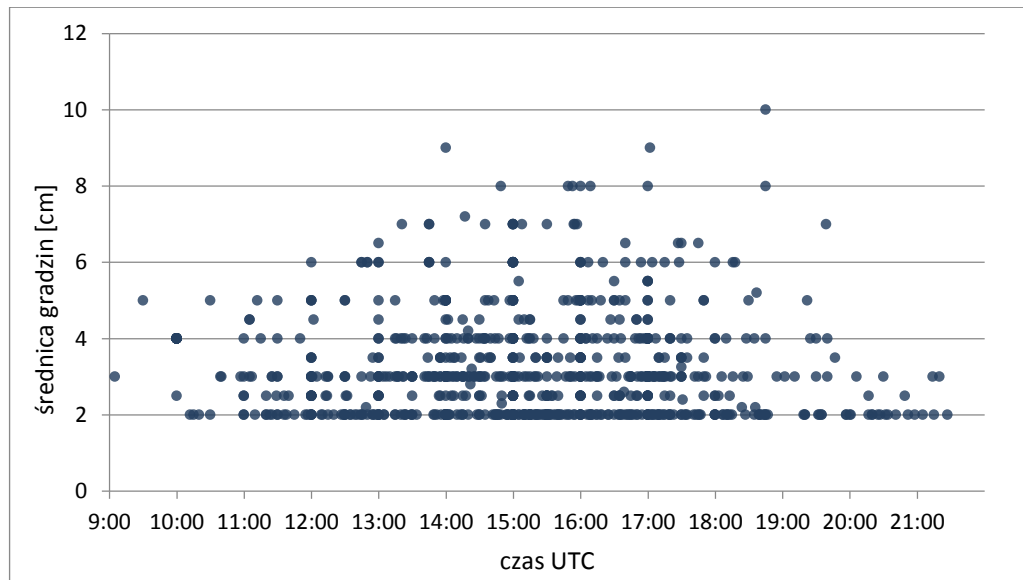


*Rycina 29. Zmienność dobowa występowania opadów gradu z uwzględnieniem rozmiaru gradzin.
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Największe gradziny towarzyszą intensywnym burzom gradowym pojawiającym się w godzinach między 15:00 a 17:00, co pokrywa się z obserwacjami Changnona i in. (2009), którzy potwierdzili, że rosnąca intensywność zjawisk gradowych w Stanach Zjednoczonych wiąże się z okresem najintensywniejszej aktywności konwekcyjnej w ciągu dnia (godziny 15:00-18:00). Jednocześnie jak wynika z badań Tuovinen i in. (2009) dla obszaru Finlandii, w wyższych, chłodniejszych szerokościach geograficznych w Europie, najgroźniejsze opady gradu pojawiają się wcześniej w ciągu doby, między 11:00 a 13:00. W środkowej Europie wyraźny wzrost częstości tego zjawiska zanotowano również przed godziną 11:00, do ponad 100 przypadków odnotowanych w latach 2008-2012 (rycina 29).

Rycina 30 przedstawia wyraźny związek pomiędzy rozmiarem gradu a porą jego wystąpienia. Rozmiar gradzin wzrasta w czasie najsilniejszej radiacji w ciągu doby, czyli w godzinach 14:00 – 17:00. Szansa na zanotowanie szczególnie dużych rozmiarów gradu jest najmniejsza wieczorem i w nocy, kiedy słabnie strumień konwekcyjny, kluczowy dla

rozbudowy zarodków gradowych wewnątrz chmury *Cb*. Jak bowiem wiadomo, wzrost rozmiarów gradzin jest uzależniony od dostaw wilgoci i wielokrotnych cykli wznoszących i opadających w obrębie prądów konwekcyjnych. Takie warunki mają większe szanse zaistnieć w najcieplejszym momencie dnia, natomiast nie występują w nocy.

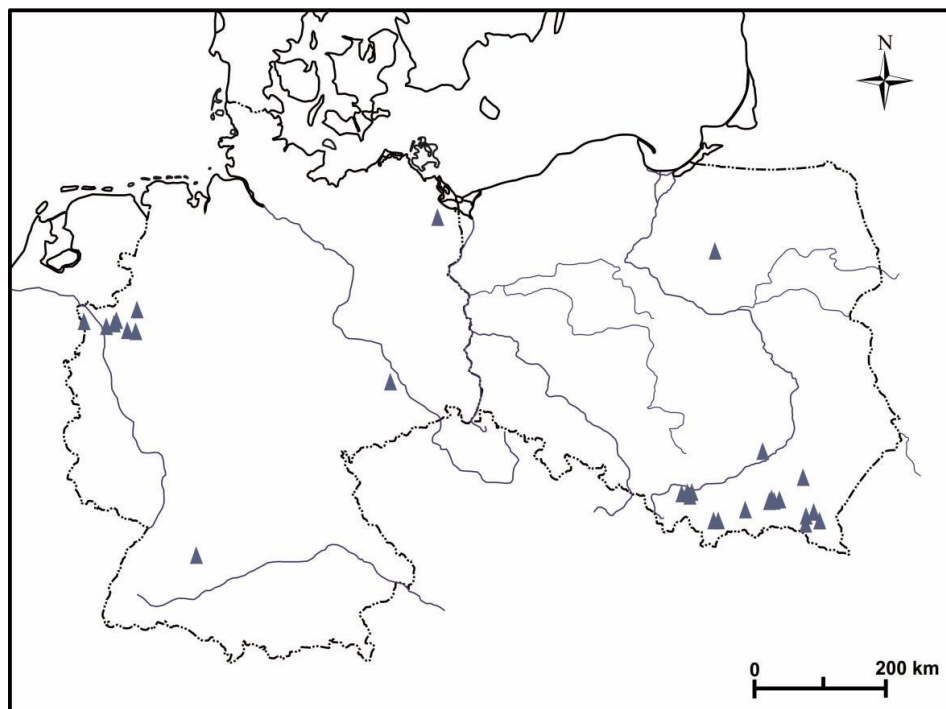


Rycina 30. Zależność między rozmiarem gradzin a porą wystąpienia opadu. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

Jednocześnie na uwagę zasługuje fakt, że odosobnione przypadki ekstremalnie dużych rozmiarów gradzin towarzyszyły opadom gradu w dość nietypowych porach doby, jak np. około godziny 19:00 (10 cm średnicy). Należy zatem przypuszczać, że o powstaniu tak ekstremalnego opadu mógł zdecydować inny czynnik, niż warunki termiczne lub też tego dnia warunki panujące w troposferze były szczególnie sprzyjające rozwojowi chwiejnej równowagi w atmosferze, która utrzymała się do godzin wieczornych.

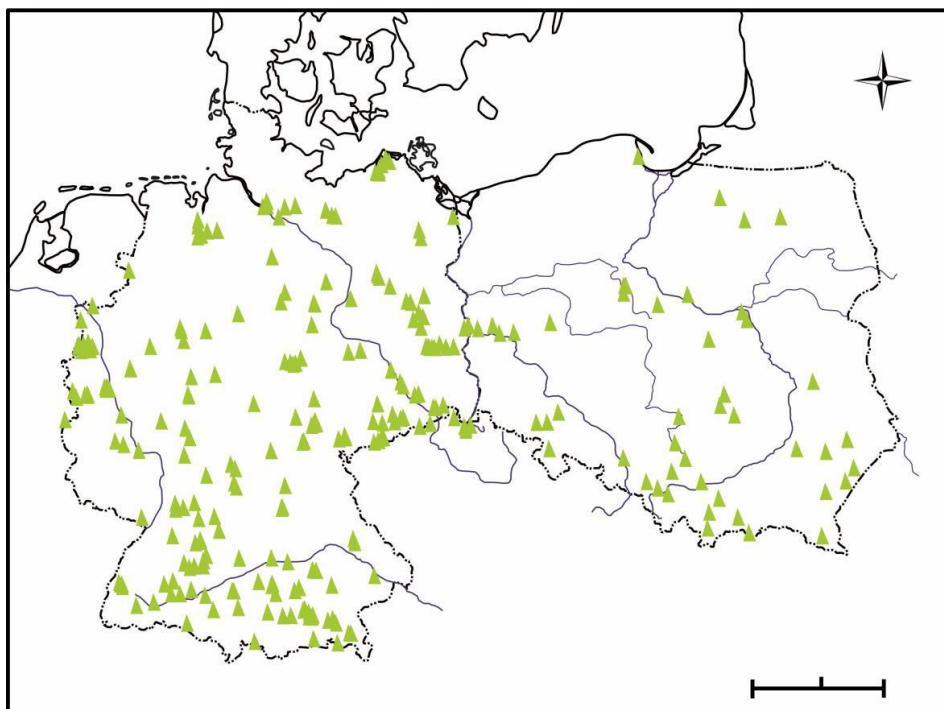
Na rycinach 31-36 ukazano rozkład przestrzenny występowania ekstremalnych opadów gradu w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu. Jak już wspomniano ekstremalne opady gradu w środkowej Europie pojawiają się najczęściej w miesiącach od maja do sierpnia z mało wyraźnymi maksimami przypadającymi na skrajne miesiące tego okresu. Znaczne natężenie opadów gradu w maju i sierpniu jest także widoczne na mapach rozkładu przestrzennego tego zjawiska w poszczególnych miesiącach ciepłego półrocza. W całym badanym okresie widoczna jest również przewaga liczby odnotowanych opadów gradu nad obszarem Niemiec, co jest prawdopodobnie związane z większą

aktywnością obserwatorów gradowych w tym kraju. Na rycinach 31-36 można również odczytać pewną zależność pomiędzy miejscem występowania opadów gradu a czynnikami pozameteorologicznymi, takimi jak np. rzeźba terenu, odległość od zbiorników wodnych czy rodzaj pokrycia terenu. W większości przypadków grady nawiedzały regiony wyżynne i górskie oraz obszary przejściowe pomiędzy pasem nizin i wyżyn jak jest to widoczne w kwietniu, maju i czerwcu (ryciny 31-33). Na terenie Polski szczególnie często opady te pojawiają się w pasie leżącym u podnóża Sudetów i Karpat a z mniejszą częstością w rejonie wysoczyzn morenowych i na pomorzu. Kwietniowe opady gradu sporadycznie pojawiają się w nizinnej części Polski. Natomiast głównie skupiają się u podnóża Karpat oraz w dolnym przełomowym biegu Renu, otoczonym z obydwu stron przez Reńskie Góry Łupkowe. Można zatem przypuszczać, że takie ukształtowanie terenu z głęboko wciętą doliną rzeczną wystawioną od północy na napływ wilgotnych i chłodnych morskich mas powietrza może stwarzać sprzyjające warunki do rozwoju intensywnej konwekcji przynoszącej opady gradu (rycina 31). Podobne ukształtowanie terenu sprzyjało zwiększonej częstości pojawiania się opadów gradu w zachodniej Serbii (Ćurić i Janc, 1992), czy w rejonie Szwarzwaldu (Kalthoff i in., 2009). Jednocześnie nad obszarami górkimi istnieją znakomite warunki do formowania stref zbieżności, które przy znacznych różnicach nagrzania podłoża i zawartości wilgoci w dolnej troposferze mogą prowadzić do powstania rozbudowanych struktur burzowych przynoszących opady gradu (Kalthoff i in., 2009).



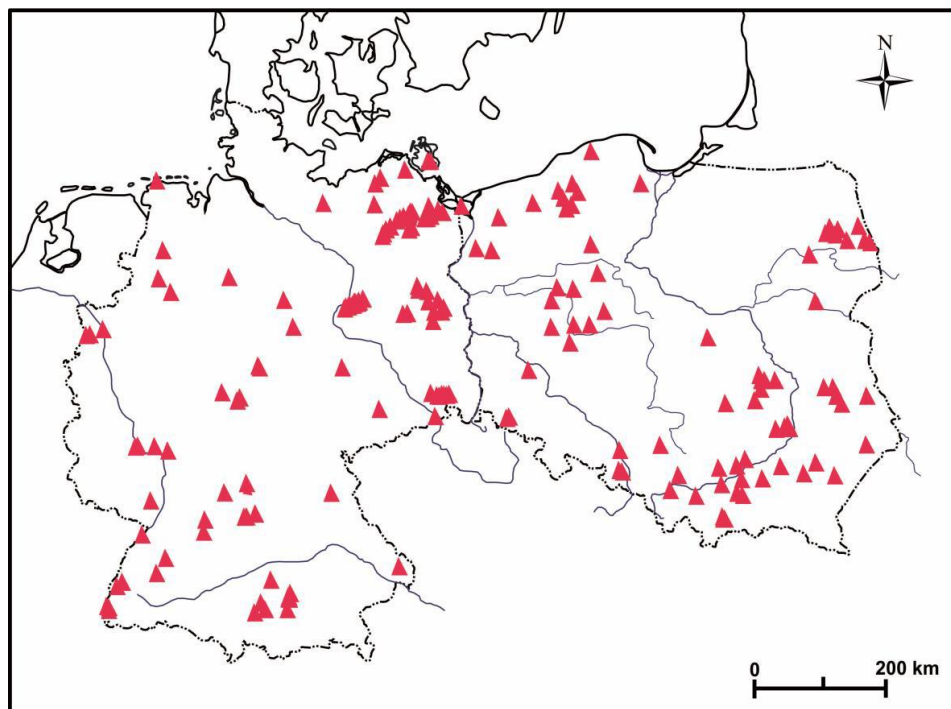
Rycina 31. Występowanie ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie w kwietniu (2008-2012). Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

Opady gradu w maju są rozmieszczone nieregularnie i skupione w przeważającej części nad obszarem Niemiec. Większe zagęszczenie przypadków gradu widoczne jest w południowej części Niemiec na Wyżynie Bawarskiej i Szwabskiej oraz w pasmie Rudaw. Opady te pojawiają się również na obszarach nizinnych Polski i Niemiec, oraz w sposób dość chaotyczny wzdłuż środkowego biegu Wisły, na Wyżynie Małopolskiej i Lubelskiej (rycina 32). Takie rozmieszczenie wskazuje na zmniejszenie roli rzeźby terenu przyczyniającej się do powstania tego rodzaju opadu. Najprawdopodobniej w tym przypadku do rozwoju silnej równowagi chwiejnej w troposferze w większej mierze przyczynia się coraz silniejsze nagrzewanie gruntu oraz migracja nad obszarem środkowej Europy różniących się znacznie od siebie mas powietrza (Woś, 2010). Jest to cecha charakterystyczna dla okresu późnej wiosny, kiedy to dość często formują się pojedyncze komórki burzowe mogące przynosić opady krupy śnieżnej a w bardziej ekstremalnych warunkach także opady gradu.



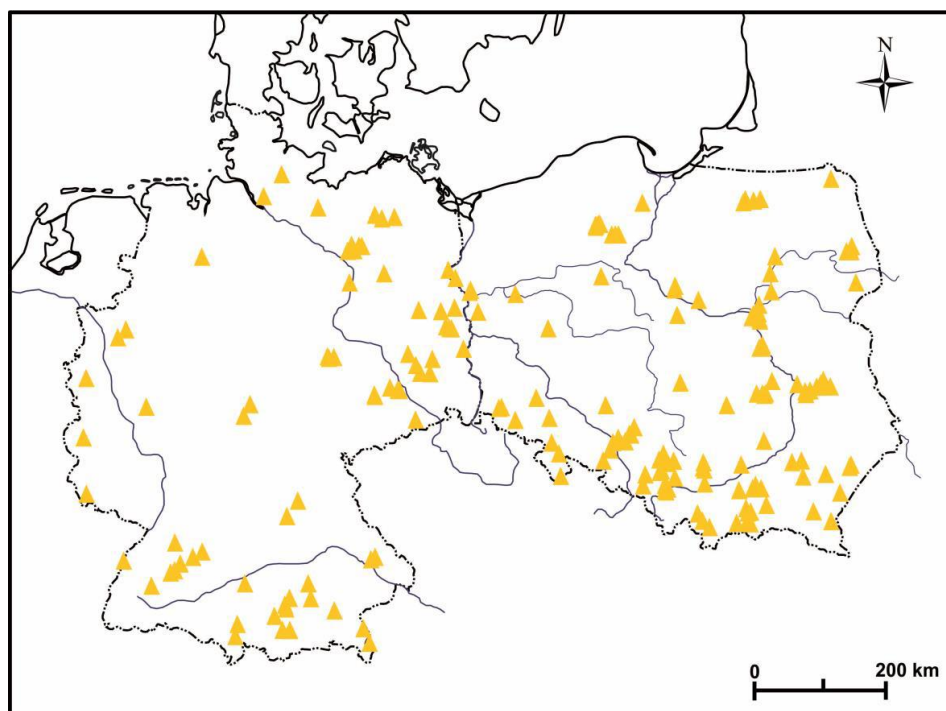
*Rycina 32. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w maju (2008-2012).
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Od czerwca do sierpnia występowanie opadów gradu pokrywa się z przebiegiem dolin rzecznych. W czerwcu burze gradowe z większą częstością nawiedzają wschodnie krańce Polski. Można to wiązać z intensywniejszym w tym okresie napływem suchych i gorących kontynentalnych mas powietrza znad Azji (Woś, 2010). W tym miesiącu widoczne jest również wyraźne przesunięcie zjawisk gradowych z obszaru górskiego nad tereny nizinne i pojezierne. Opady gradu skupiają się wówczas nad Pojezierzem Meklemburskim, Pomorskim, Wielkopolskim i nad rozlewiskami Narwi (rycina 33). Są to obszary magazynujące znaczne zasoby wilgoci, które w warunkach intensywnej radiacji dostarczają do troposfery ogromne ilości pary wodnej. Podobne obserwacje zwiększonej częstości zjawisk gradowych nad obszarami zasobnymi w wodę poczynili Tuovinen i in. (2009), oraz Zinkiewicz i Michna (1955). Dodatkowym czynnikiem uruchamiającym mechanizm powstawania prądów wstępujących jest różna pojemność cieplna sąsiadujących ze sobą obszarów wodnych, terenów leśnych i wysoczyzn morenowych. Taka mozaika wpływa na zachwianie bilansu cieplnego.



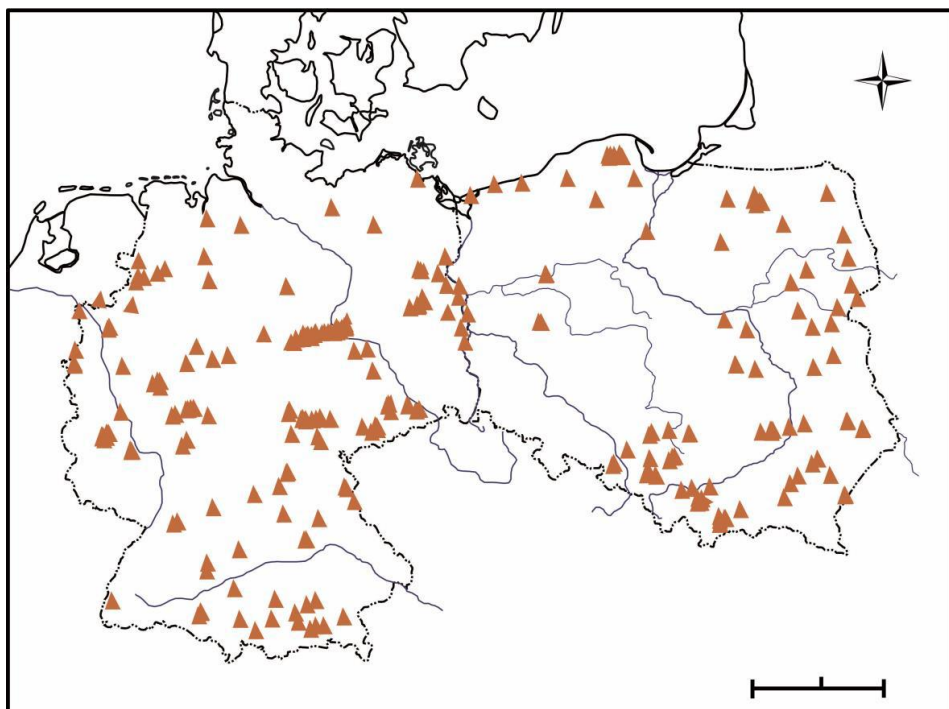
*Rycina 33. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w czerwcu (2008-2012).
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Lipcowe ekstremalne opady gradu koncentrują się głównie nad obszarem Polski w rejonie Karpat i w pasie wyżyn i starych gór. Znaczna liczba przypadków notowana była również wzdłuż doliny Wisły, Odry i Łaby. Zdecydowanie najmniej burz gradowych obserwowano natomiast w centralnej części Niemiec i na wybrzeżu Bałtyku gdzie najczęściej docierają morskie masy powietrza powodujące niewielkie kontrasty termiczne na tym obszarze (rycina 34).



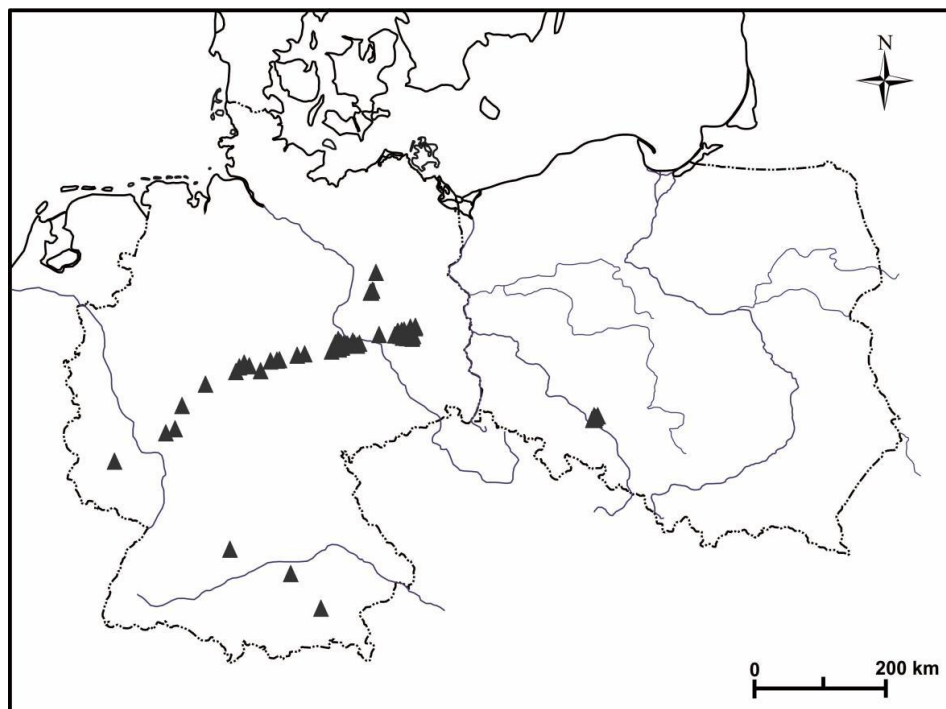
*Rycina 34. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w lipcu (2008-2012).
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Sierpień (rycina 35) jest kolejnym miesiącem o największej częstotliwości burz gradowych w badanym okresie. Większość ze zgłoszonych przypadków obserwowana była na terenie Niemiec, a ich rozmieszczenie podobnie jak w maju odznacza się wyraźną nieregularnością i trudno doszukać się w nim konkretnych prawidłowości. Sytuacja odменя się w przypadku opadów gradu we wschodniej części obszaru badań. Z powodu intensywnej adwekcji kontynentalnych mas powietrza, które w kontakcie z wilgotnym powietrzem polarnomorskim są najczęściej odpowiedzialne za zjawiska burzowe w Polsce, opady gradu pojawiają się bardzo często na Wyżynie Lubelskiej, Polesiu i na Pojezierzu Mazurskim. Napływ kontynentalnych mas powietrza stwarza także szczególne warunki dla powstawania opadów gradu w rejonie Wyżyny Małopolskiej i Kotliny Oświęcimskiej. W tym przypadku do czynnika cyrkulacyjnego należałoby dodać również ukształtowanie terenu, równoleżnikowo zorientowaną dolinę Wisły i bliskie sąsiedztwo wysokich łańcuchów górskich, co stwarza znakomite warunki do rozwoju stref zbieżności z silną konwekcją niekiedy o cechach burz superkomórkowych.



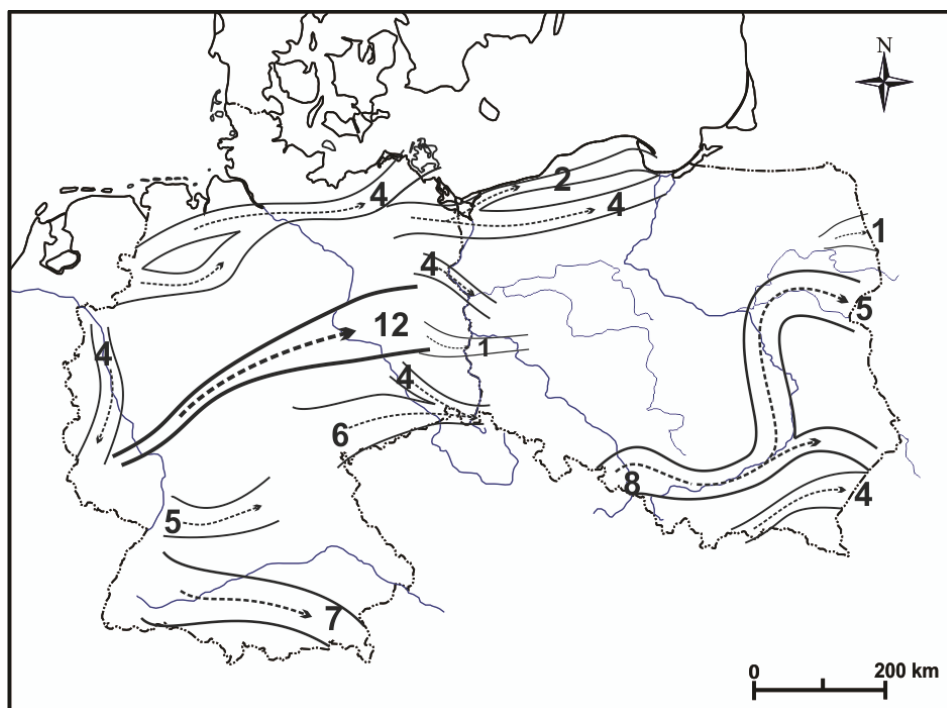
*Rycina 35. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w sierpniu (2008-2012).
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Większość przypadków opadów gradu zaobserwowanych we wrześniu skupia się w spójnym pasie rozciągającym się od doliny Renu po Nizinę Śląsko-Łużycką (rycina 36). Tak zorganizowany pas opadów gradu związany był ze strukturą burzową przemieszczającą się nad obszarem Niemiec w ciągu kilku dni w 2011 roku. Ten przypadek zostanie oddzielnie omówiony w kolejnej części pracy. We wrześniu warunki panujące w troposferze są najmniej sprzyjające powstawaniu opadów gradu w porównaniu z pozostałymi miesiącami ciepłej połowy roku. Zazwyczaj generują one pojedyncze zdarzenia, a jedynie w szczególnych przypadkach tworzą zorganizowane szlaki gradowe.



*Rycina 36. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie we wrześniu (2008-2012).
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Ostatnim etapem charakterystyki czasoprzestrzennych cech występowania ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie było określenie najczęstszych tras przemieszczania się burz gradowych. Mapę szlaków gradowych (rycina 37) sporządzono w oparciu o szczegółowe dane dotyczące czasu i miejsca wystąpienia opadu gradu, a także korzystając ze zdjęć satelitarnych i map synoptycznych. Wykorzystanie większości dostępnych źródeł informacji o warunkach w troposferze pozwoliło precyzyjnie określić kierunek przemieszczania się komórek burzowych. Analizę wzbogacono także o informacje dotyczące frekwencji przemieszczania się burz gradowych danym szlakiem. Jak wynika z dostępnych danych nie wszystkie powstałe szlaki przemieszczania się burz gradowych cechowały się takim samym natężeniem występowania tego opadu. Okazuje się również, że w większości przypadków kierunek migracji komórek burzowych jest zgodny z dominującą cyrkulacją strefową z sektora zachodniego (rycina 37). Jednocześnie szlaki gradowe potwierdzają związek pomiędzy ukształtowaniem i rodzajem pokrycia terenu, a występowaniem ekstremalnych zjawisk konwekcyjnych, mianowicie szlaki przemieszczania się opadów gradu pokrywają się z układem rzeźby terenu. Opady przemieszczają się w obrębie dolin śródgórskich oraz u podnóży stoków, dopasowują się także do przebiegu głównych dolin rzecznych.



*Rycina 37. Szlaki gradowe w środkowej Europie z podaną liczbą przypadków ucześnie szlaków.
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.*

Jak już wspomniano szlaki gradowe rozrózniono biorąc pod uwagę frekwencję przemieszczania się burz gradowych w każdym ze szlaków. Przy każdym szlaku podano liczbę burz gradowych, które w badanym okresie przemieszczały się w jego obrębie. Na tej podstawie stwierdzono, że najbardziej aktywny szlak wędrówki burz gradowych przebiega na pograniczu między Niziną Niemiecką a Średniogórzem Niemieckim oraz wzdłuż górnego i środkowego biegu Wisły (odpowiednio 12 i 8 przypadków burz). W czasie opadów gradu przemieszczających się w tych sektorach obserwowano również największe rozmiary gradzin (powyżej 6 cm średnicy), co zalicza występujące tu burze gradowe do ekstremalnie groźnych. W większości przypadków opady te powstawały w strukturach superkomórkowych, o długim czasie żywotności i szybkim tempie przemieszczania się.

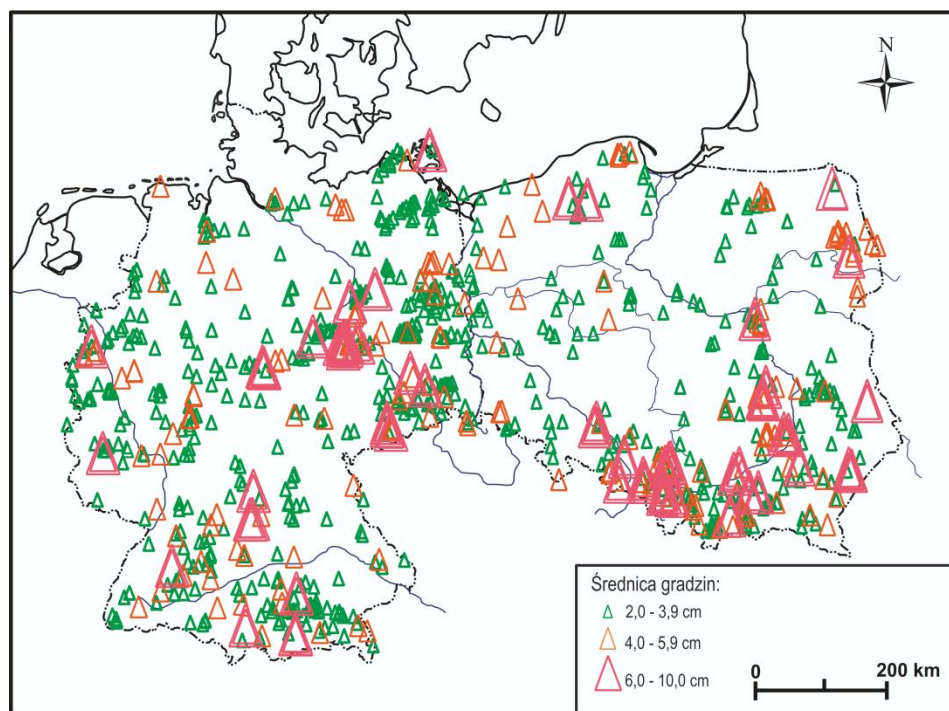
Podobną intensywnością migracji burz gradowych odznaczały się szlaki gradowe na południu Niemiec i Polski. Również w tych przypadkach pojawiały się gradziny przekraczające rozmiary piłek tenisowych. Na uwagę zasługuje szlak gradowy o innym niż zachodni kierunku przemieszczania się komórek burzowych. Przebiega on z północy na południe wzdłuż środkowego biegu Renu (przełom rzeki przez Reńskie Góry Łupkowe). Kierunek przemieszczania się opadów w tym przypadku jest wymuszony ukształtowaniem terenu powodując efekt tunelowy dla powietrza nadciągającego z Morza Północnego.

Najdłuższy szlak gradowy przebiega północnym skrajem nizin i fragmentem wybrzeży, gdzie większość pojawiających się opadów gradu związana jest ze swobodnym i dość częstym przemieszczaniem się frontów atmosferycznych, zwykle przy udziale polarnomorskiej masy powietrza.

Dodatkowych informacji na temat przestrzennego zróżnicowania opadów gradu w środkowej Europie dostarczyła mapa obrazująca rozmieszczenie poszczególnych przypadków gradu podzielonych ze względu na rozmiar gradzin. Pomimo dość chaotycznego obrazu tego zjawiska można stwierdzić, że przypadki burz gradowych grupują się przestrzennie pod względem rozmiaru produkowanych przez nie gradzin. Jak wynika z ryciny 38, najgroźniejsze przypadki burz gradowych, produkujące gradziny o rozmiarze przekraczającym 6 cm średnicy pojawiają się najczęściej w kilku obszarach:

- Pierwszy z nich, o największej liczebności przypadków, obejmuje część wyżynną i górską południowych Niemiec i Polski z Jurą Szwabską, przedgórzem Alp, Zachodnimi Karpatami i Wyżynami Polskimi.
- Drugi z nich obejmuje wysoczyzny morenowe z pasem pobrażę w Północnej i Pojezierzem Pomorskim i Mazurskim.
- Kolejna strefa szczególnie ekstremalnych opadów gradu rozciąga się wzdłuż granicy pomiędzy Nizinami Niemieckimi a bardziej urozmaiconym terenem Średniogórza Niemieckiego.

Ostatnią grupę tworzą ekstremalne burze gradowe pojawiające się w sąsiedztwie dużych cieków jak np. wzdłuż środkowego biegu Wisły, Elby czy Renu.



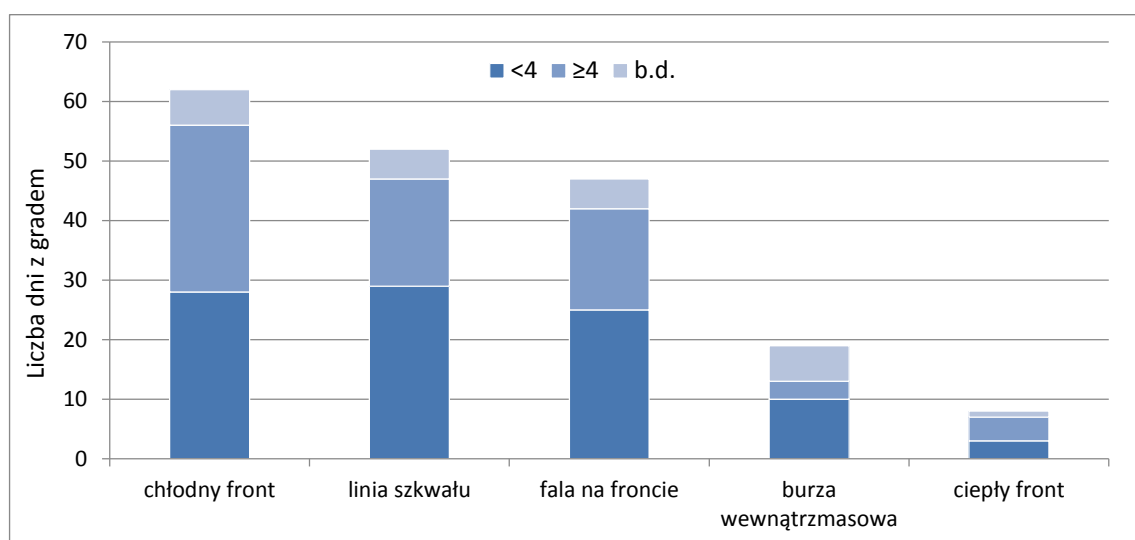
Rycina 38. Rozmieszczenie przypadków gradu w zależności od rozmiaru gradzin.
 Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

W pobliżu wymienionych powyżej obszarów nawiedzanych przez najgroźniejsze burze gradowe pojawiają się także te produkujące gradziny o rozmiarach od 4 do blisko 6 cm średnicy. Występują one zazwyczaj nad obszarami o urozmaiconej rzeźbie terenu, w pobliżu dużych zbiorników wodnych jak np. obszary pojezierzy czy wzdłuż cieków. Opady gradu o najmniejszych rozmiarach (2,0-3,9 cm) charakteryzują się dość równomiernym rozmieszczeniem. Niemniej jednak opady te pojawiają się najrzadziej w rejonie Pojezierza Iławskiego, Niziny Południowowielkopolskiej, czy Niziny Południowopodlaskiej. W części zachodniej obszarów o niewielkiej częstości występowania opadów gradu o średnicy 2,0-3,9 cm jest zdecydowanie mniej (rycina 38), co może być związane z większą czujnością obserwatorów gradowych w Niemczech i obniżoną reprezentatywnością danych z obszaru Polski.

3.3.2 WARUNKI SYNOPTYCZNE

Analizę sytuacji synoptycznych panujących w czasie ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie oparto na mapach synoptycznych pochodzących z codziennych biuletynów IMGW oraz z zasobów DWD (modele *GFS*). Z analizy map wynika, że większość opadów gradu, szczególnie tych o największych rozmiarach gradzin, związana była

z konwekcją powstałą na chłodnym froncie atmosferycznym. W tych warunkach zarejestrowano ponad 60 dni z gradem, co stanowi około 33% wszystkich dni z tym zjawiskiem odnotowanych w bazie *ESWD* na obszarze Polski i Niemiec. Kolejną grupę stanowią opady gradu powstające na liniach szkwału formujących się przed frontem chłodnym. Zalicza się do niej niemal 28% dni z gradem. Ostatnią liczną grupę tworzą dni (było ich łącznie 48), w czasie których powstawało zafalowanie na froncie atmosferycznym, powodujące znaczne zachwianie równowagi panującej w troposferze, co skutkowało wystąpieniem opadów gradu (rycina 39).

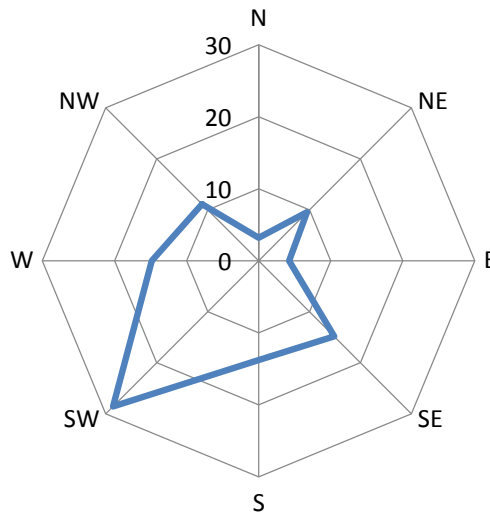


Rycina 39. Sytuacje synoptyczne związane z opadami gradu w środkowej Europie.

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD.

Wymienione trzy rodzaje sytuacji synoptycznych były odpowiedzialne za 90% najbardziej ekstremalnych burz gradowych, w czasie których dochodziło do najintensywniejszego wzrostu średnicy gradzin. Pozostałe mało liczne grupy stanowią opady związane z konwekcją rozwijającą się w obrębie jednorodnej masy powietrza (burze wewnątrzmasowe) czy też w czasie lub po przejściu ciepłego frontu atmosferycznego (rycina 39).

W czasie dni z gradem dominował południowo-zachodni kierunek adwekcji ciepłych i wilgotnych mas powietrza znad Basenu Morza Śródziemnego. Należy jednak podkreślić, że w wielu przypadkach nad obszar środkowej Europy docierały także masy powietrza z południowego wschodu, a zatem cechujące się większym kontynentalizmem (rycina 40).



*Rycina 40. Częstość adwekcji masy powietrza z różnych kierunków w czasie dni z gradem.
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z ESWD i modeli GFS.*

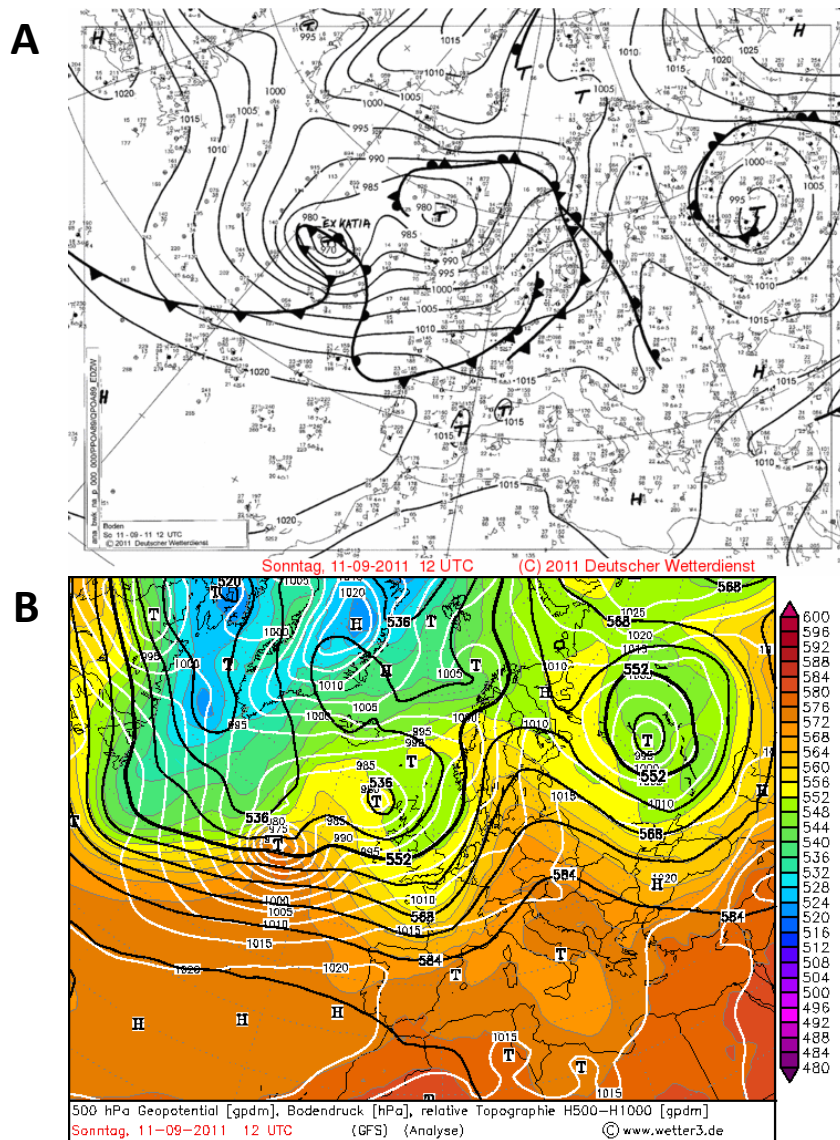
Do szczegółowej analizy ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie wybrano 5 najbardziej charakterystycznych przypadków opadów gradu, które zilustrowano mapami synoptycznymi i obrazami sytuacji panującej w wyższych partiach troposfery. Wybierając przypadki do analizy zwracano uwagę np. na rekordowe rozmiary gradzin, jakie zarejestrowano danego dnia, czy liczbę przypadków gradu zanotowanych nad danym obszarem. Wybrane przykłady ilustrują każdą z sytuacji synoptycznych wyszczególnionych na rycinie 39.

2011.09.11 – CHŁODNY FRONT ATMOSFERYCZNY

Przykładem ekstremalnego gradu był opad z 11 września 2011 roku. Wówczas nad obszarem Niemiec przetoczyła się intensywna i długotrwała burza gradowa, przynosząc opady wzdłuż obniżeń terenu oddzielających Reńskie Góry Łupkowe i Harz od pozostałego fragmentu Średniogórza Niemieckiego (przebieg z południowego zachodu na północny wschód). Łącznie tego dnia wpłynęły 64 raporty gradowe, dokumentujące znaczne zniszczenia budynków, samochodów i upraw rolnych. Pierwszy przypadek opadu gradu zarejestrowano tego dnia o godzinie 12:20 UTC niedaleko granicy z Luksemburgiem w miejscowości Kirn. Następnie burza gradowa przemieszczając się w kierunku północno-wschodnim nasilała się, przynosząc opady o największych rozmiarach (gradziny o maksymalnej średnicy 8 cm) około godziny 16:00 UTC w rejonie miejscowości Dessau pomiędzy Magdeburgiem a Lipskiem. Ostatnie opady gradu (3 cm średnicy)

zarejestrowano o 17:21 UTC w Brandenburgii. Opisana strefa opadów przemieszczając się nad obszarem Niemiec utworzyła szlak gradowy widoczny na rycinie 36. Zatem większość wrześnieowych opadów gradu powstała jednego dnia w czasie opisywanej w tym miejscu sytuacji synoptycznej.

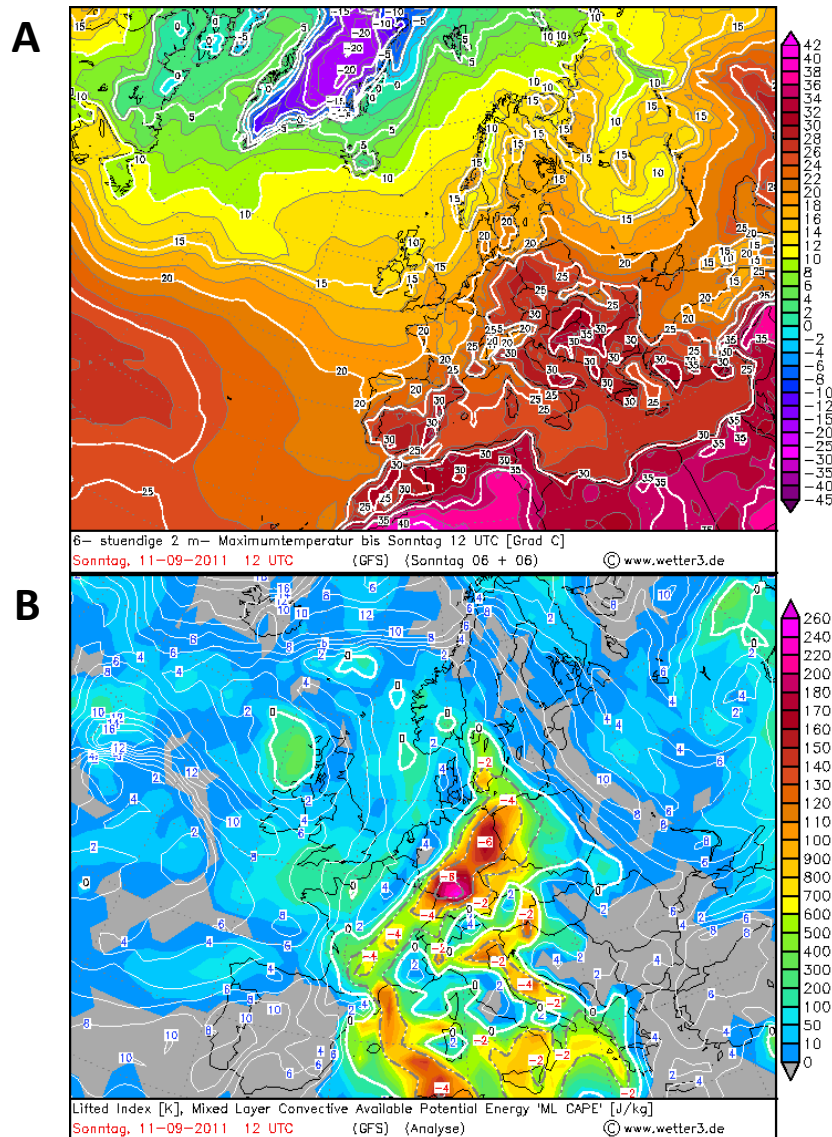
Jak wynika z map synoptycznych wspomniana burza gradowa zainicjowana była przez chłodny front atmosferyczny powstały w ciepłym, południowo-wschodnim sektorze niżu. Tego dnia nad Oceanem Atlantyckim wykształciła się rozległa bruzda obniżonego ciśnienia, która przemieszczała się w ciągu dnia w kierunku Skandynawii. Dodatkowo sytuację pogodową w Europie modyfikował utrzymujący się nad wschodnią Europą chłodny niż (rycina 41A). Na mapie topografii barycznej widoczne jest także ostre wygięcie prądu strumieniowego, ciągnącego się od Zatoki Biskajskiej po Morze Bałtyckie. W tej sytuacji nad środkową Europę wdzierała się wilgotna, ciepła i chwiejna masa powietrza znad basenu Morza Śródziemnego (rycina 41B).



Rycina 41. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 11.09. 2011. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Jednocześnie w ciągu doby wyraźnie wzrastały kontrasty termiczne nad środkową Europą wywołane napływem chłodnej masy powietrza z nad Morza Północnego. Różnica maksymalnych wartości temperatury w dolnej troposferze pomiędzy północno-zachodnim skrajem Niemiec a wnętrzem kraju sięgała nawet 15°C (rycina 42A). Na linii chłodnego frontu, przebiegającego przez obszar środkowej Europy wartości *Lifted Index* (osiągające ok. -6 K) wskazują na możliwość intensywnej konwekcji z prawdopodobieństwem pojawienia się opadów gradu (Kunz i in., 2009). Adwekcja wilgotnej i ciepłej masy powietrza przyczyniła się także do wzrostu wartości wskaźnika *MLCAPE* (*Mixed Layer*

Convective Available Potential Energy) osiągającego w godzinach okołopołudniowych $>1800 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ oraz gwałtownego spadku *Lifted Index* do wartości poniżej -6 K .



Rycina 42. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz *Lifted Index* (izolinie) i *MLCAPE* (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 11.09. 2011.

Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Takie warunki wskazują na intensywny rozwój burz wielokomórkowych lub nawet superkomórki burzowej przemieszczającej się nad obszarem Niemiec przez dłuższy czas (ok. 5 godzin) za sprawą silnie meandrującego prądu strumieniowego (rycina 42B).

2012.07.05 – LINIA SZKWAŁU

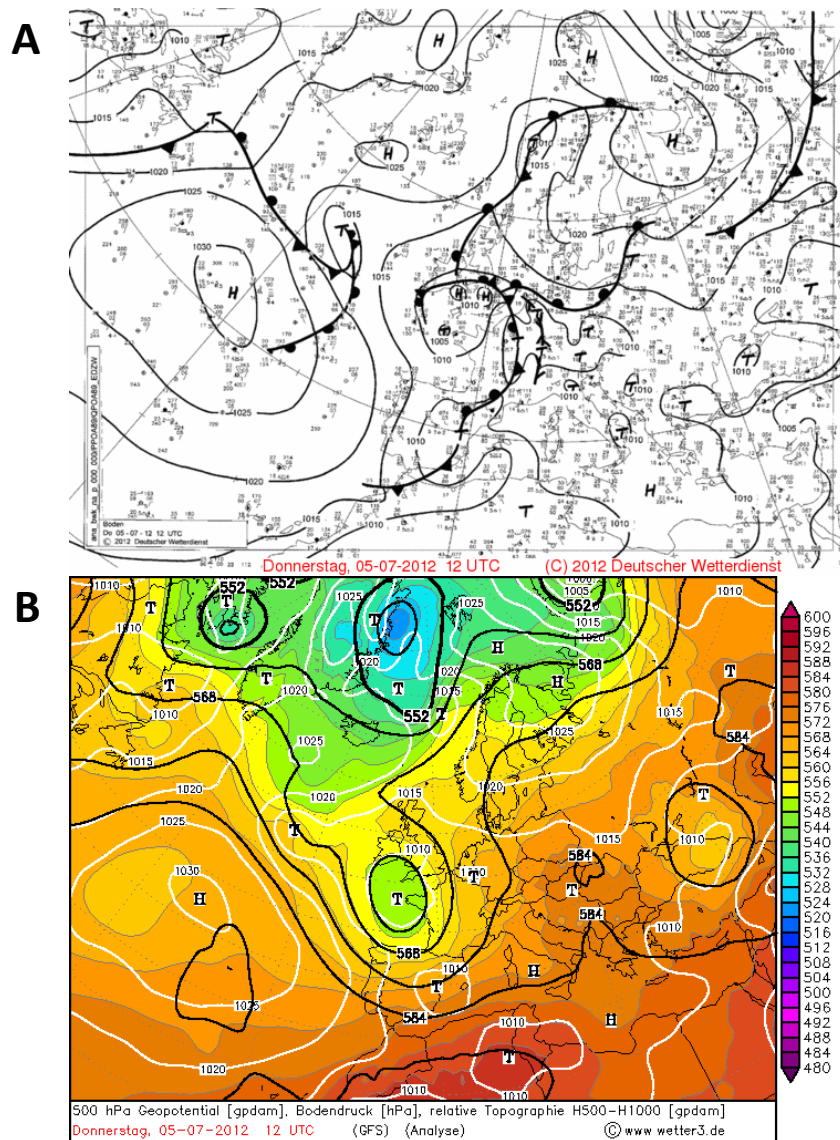
Tego dnia opady gradu nawiedziły północny skraj Alp Bawarskich, Rudaw i Przedgórze Sudeckie (8 przypadków). Rekordowych rozmiarów opady gradu

zarejestrowano w miejscowości Kochel na południu Niemiec (6,5 cm średnicy) oraz w Olszynie na Dolnym Śląsku (5 cm średnicy) (rycina 43).



*Rycina 43. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 5 lipca 2012.
Źródło: www.essl.org*

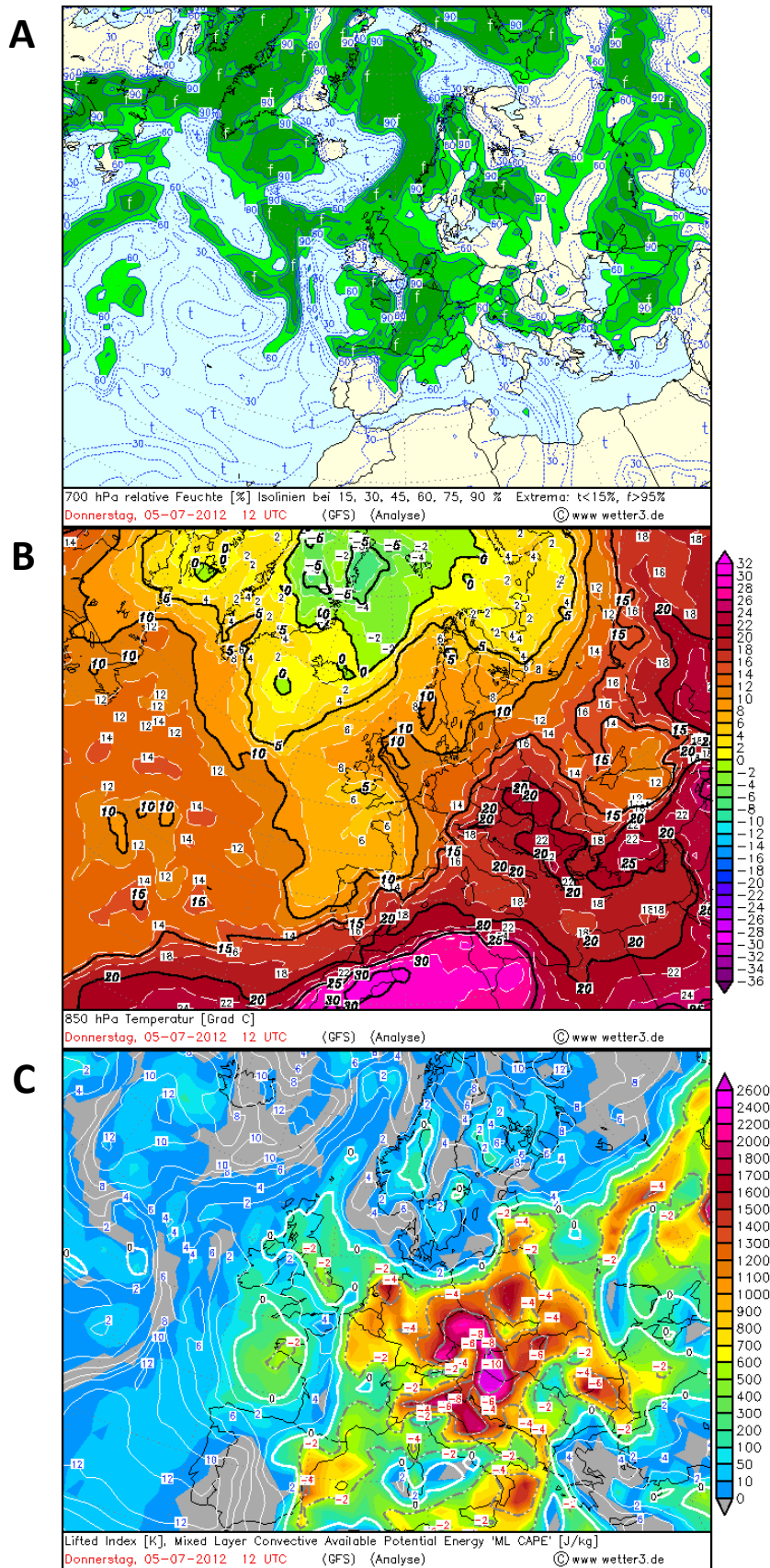
Opady gradu powstawały tego dnia w czasie intensywnej konwekcji na linii szkwału, rozciągającej się na przedpolu cieplejszej masy powietrza przed chłodnym frontem atmosferycznym, docierającym nad obszar środkowej Europy z sektora zachodniego. Wędrowka frontów nad Europą wiązała się w tym dniu z wypełniającym się niżem zlokalizowanym u zachodnich wybrzeży Wysp Brytyjskich, migrującym na wschód kontynentu (rycina 44).



Rycina 44. Dolna mapa synoptyczna (A) oraz model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubości warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 5.07.2012.

Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Środkowa i wschodnia część Europy znajdowała się w tym czasie w zasięgu wilgotnej (ponad 75% wilgotności względnej na poziomie 700 hPa) i ciepłej masy powietrza docierającej z południa. Temperatura na wysokości 850hPa przekraczała na południu Niemiec 16°C (rycina 45A i B). Taka sytuacja sprzyjała rozbudowie chmur Cb.



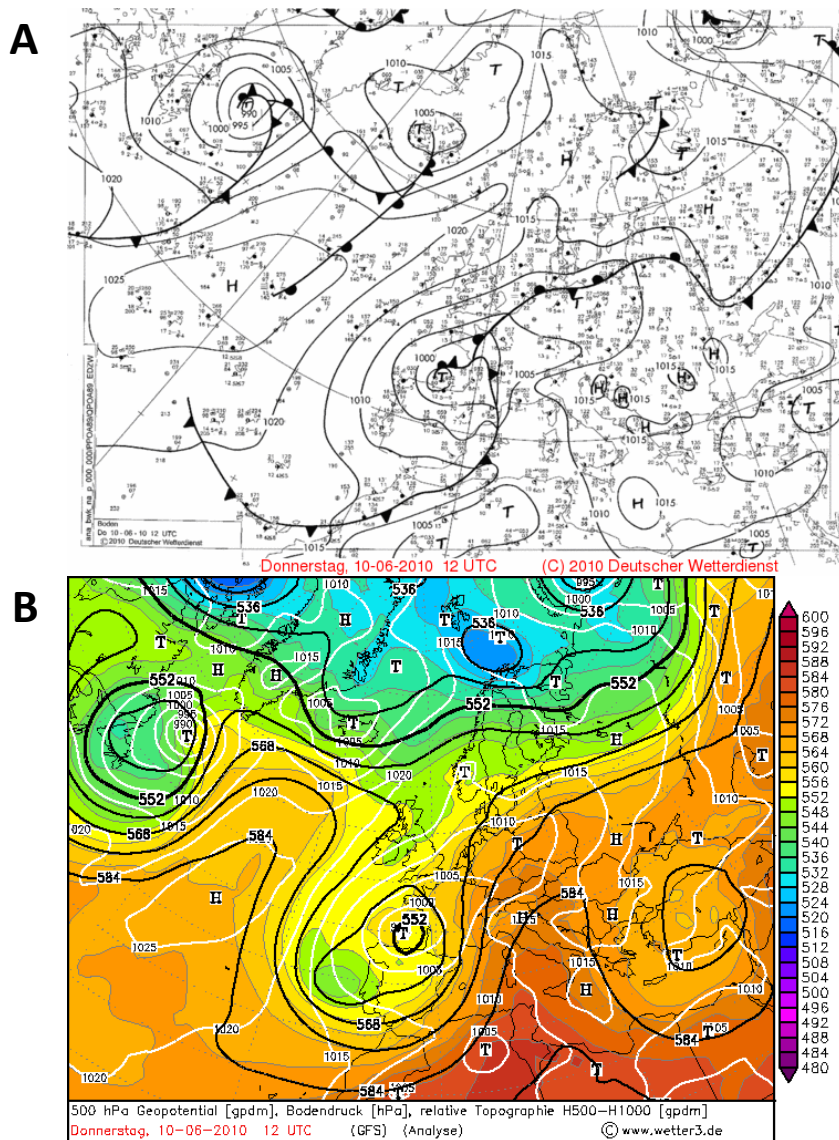
Rycina 45. Model GFS dla wilgotności względnej powietrza na poziomie 700 hPa (A), temperatury na poziomie 850 hPa (B) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (C) z godziny 12:00 UTC dla 5.07.2012. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

O pojawieniu się opadów świadczą znaczne wartościami *MLCAPE* ($>2000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$) w obrębie napływającej wilgotnej masy powietrza oraz niskie wartości *Lifted Index* (od -6 do -8 K) wskazujące na bardzo chwiejne warunki panujące w troposferze (rycina 45C). Skomplikowane ukształtowanie terenu w miejscach pojawiania się w tym dniu opadów gradu mogło także doprowadzić do powstawania stref zbieżności w obrębie pasm górskich. Sprzyja to rozwojowi głębokiej i wilgotnej konwekcji (Kalthoff i in., 2009). Biorąc pod uwagę znaczne wartości *CAPE* opady te mogły powstawać wewnątrz kilku złożonych komórek burzowych.

2010.06.10 – ZAFALOWANIE NA FRONCIE

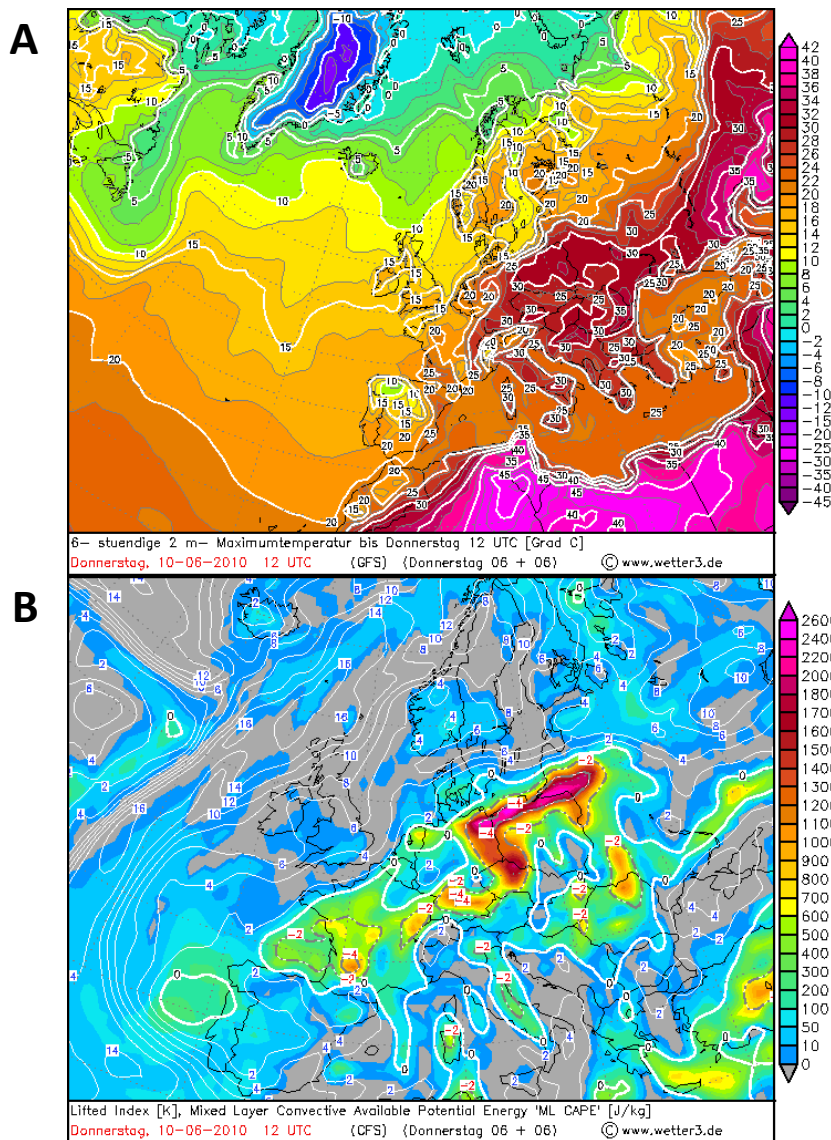
W tym dniu zanotowano dwa przypadki ekstremalnie groźnych burz gradowych. Nawiedziły one północno wschodnią część Polski przynosząc opady gradu o średnicy wynoszącej od 4 do 5 cm. Jego skutki dotkliwie odczuła lokalna ludność, ponieważ kule gradowe wielkości piłki tenisowej uszkodziły wiele samochodów i budynków, powodując znaczne straty materialne.

Warunki synoptyczne panujące wówczas w Europie kształtowane były przez rozległą bruzdę obniżonego ciśnienia rozciągającą się wzdłuż wybrzeży Francji i Niemiec sięgającą aż nad obszar Polski. Pogłębiający się niż nad Zatoką Botnicką związany był z wygięciem prądu strumieniowego w średniej troposferze, co powodowało wtargnięcie nad obszar środkowej Europy wilgotnej i cieplej zwrotnikowej masy powietrza z południowego zachodu. Intensywna adwekcja z południa docierała aż do wybrzeży Bałtyku, gdzie z przeciwnego kierunku napływało nad obszar Polski chłodne polarne powietrze z północnego zachodu. W tych warunkach na linii ciepłego frontu, biegnącego wzdłuż wybrzeży Morza Północnego i Bałtyckiego, pojawiło się zafalowanie sprzyjające rozwojowi intensywnej wilgotnej konwekcji (rycina 46).



Rycina 46. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 10.06.2010. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

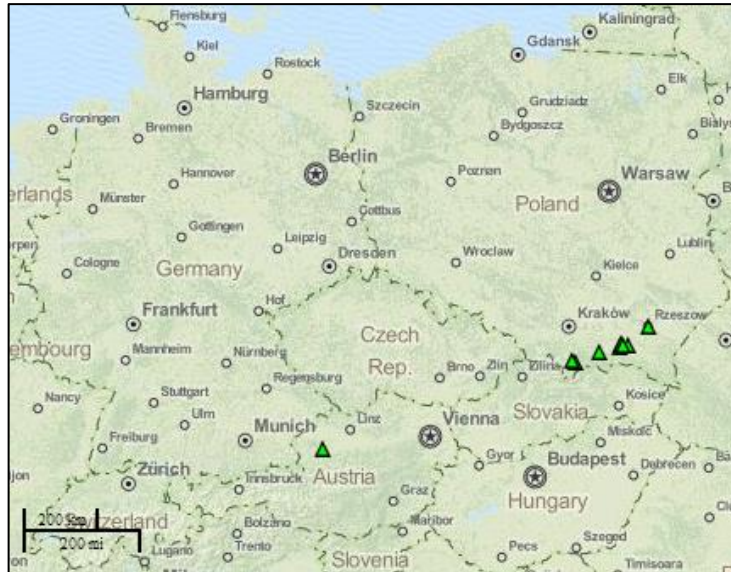
Rozwojowi równowagi chwiejnej sprzyjał także duży poziomy gradient temperatury w pasie nadmorskim (rycina 47A) i znaczna zawartość pary wodnej w dolnych warstwach troposfery. W tej sytuacji powstały znakomite warunki do rozwoju pojedynczych komórek burzowych. O dogodnych warunkach dla powstania opadów gradu świadczą także wartości $MLCAPE$ przekraczające $2000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ i $Lifted\ Index$ spadający poniżej -4 K , co wskazuje na rozwój chwiejnej równowagi w atmosferze (rycina 47B).



Rycina 47. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 10.06. 2010.
 Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

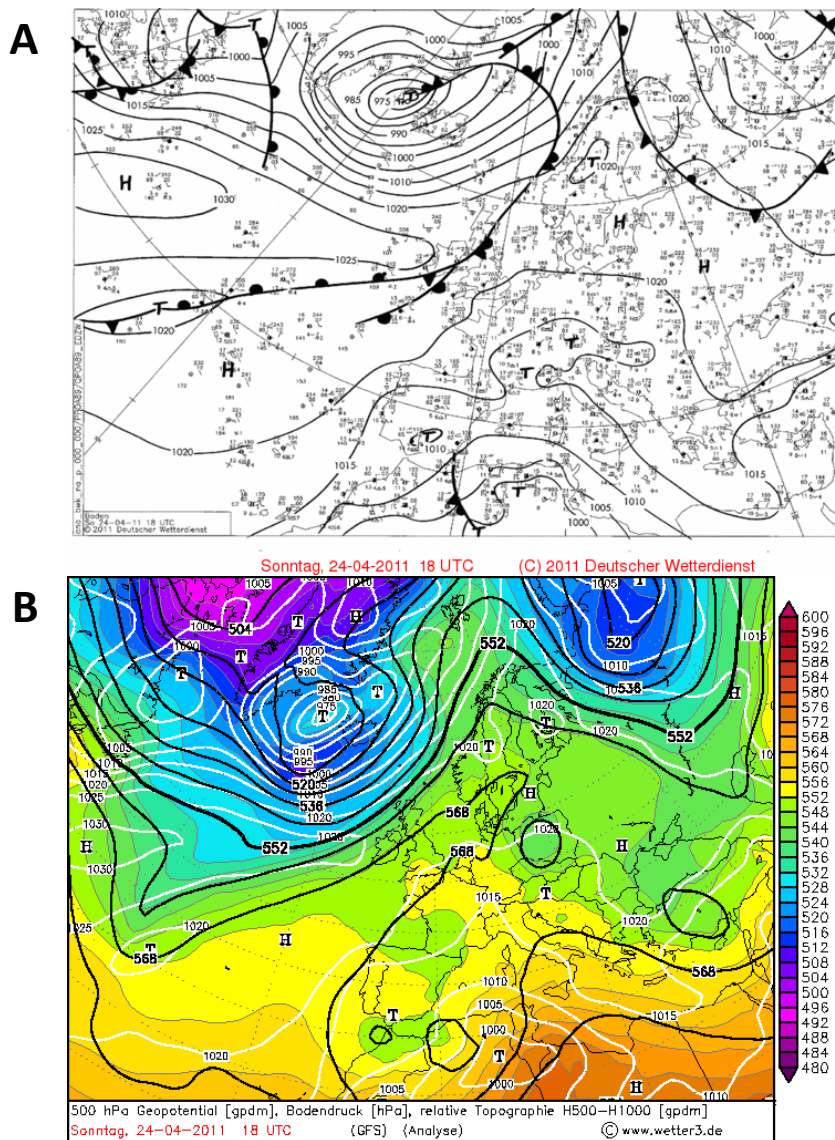
2011.04.24 – BURZA WEWNĄTRZMASOWA

Zupełnie inny obraz warunków panujących w troposferze przedstawiają mapy dla 24 kwietnia 2011, kiedy zarejestrowano 8 przypadków opadów gradu, a ich rozmiary nie przekraczały 3 cm średnicy. Tego dnia strefa opadów przemieszczała się nad obszarem o bardzo urozmaiconej rzeźbie terenu od okolic Nowego Targu po Rzeszów. Pierwsze doniesienia o gradzie pojawiły się około godziny 10:15, ostatnie około 15:00 (rycina 48).



*Rycina 48. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 24 kwietnia 2011.
Źródło: www.essl.org*

W tym przypadku nad obszarem środkowej Europy panowały względnie stabilne warunki baryczne, z zanikającym niżem nad Alpami i rozmytym układem wysokiego ciśnienia nad północno-wschodnią Europą. Odmienna sytuacja panowała w wyższych warstwach troposfery, gdzie nad obszarem zachodniej i centralnej Polski powoli rozwijał się górnotroposferyczny niż prawdopodobnie pochodzenia termicznego. Pozostała część kraju znajdowała się w zasięgu słabego wyżu nad wschodnią Europą, blokującego cyklogenezę (rycina 49).

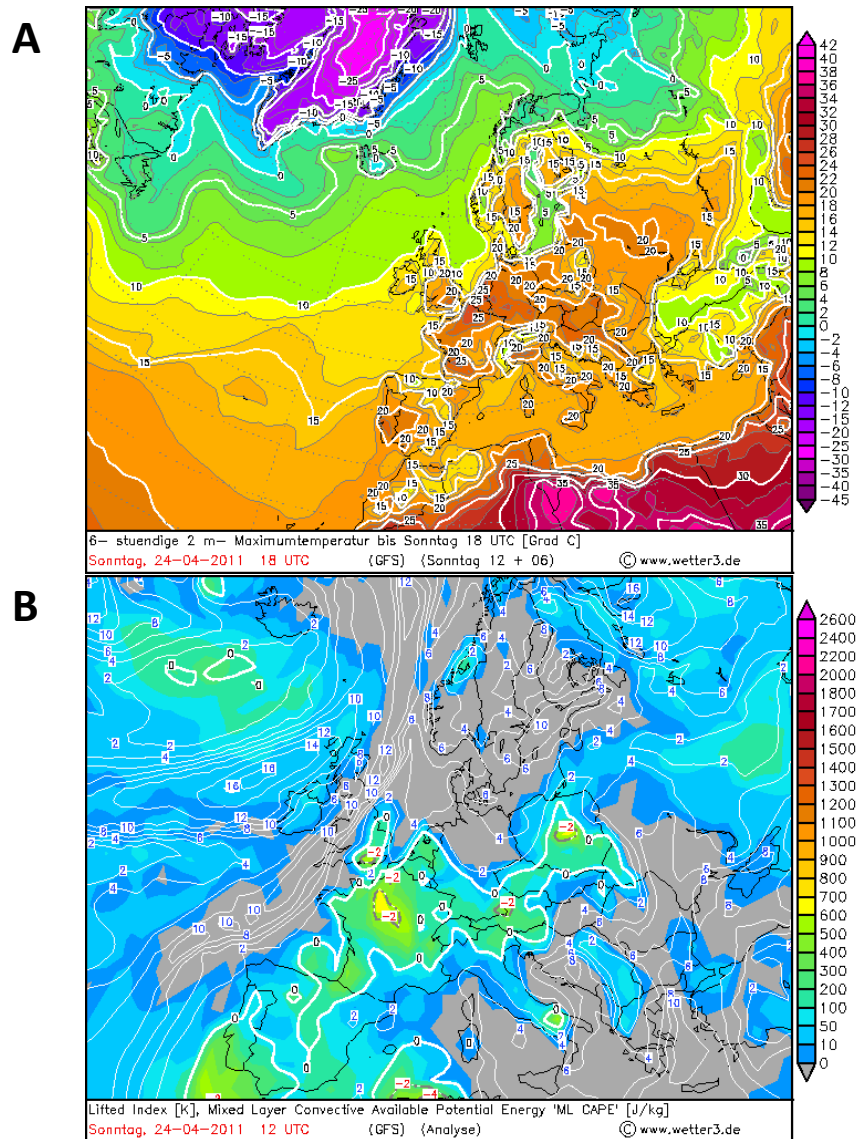


Rycina 49. Dolna mapa synoptyczna A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 18:00 UTC dla 24.04.2011. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Również warunki termiczne w tym dniu odbiegały od warunków panujących w pozostałych omawianych przypadkach. Większość obszaru Europy znajdowała się w zasięgu względnie jednolitej termicznie masy powietrza, a mało wyraźna blokada wyżowa na wschodzie hamowała napływ powietrza z południa Europy jak to miało miejsce w pozostałych przypadkach. Jedynie mapa maksymalnych wartości temperatury wskazuje na większy poziomy gradient termiczny nad Polską (od $<15^{\circ}\text{C}$ w części wschodniej do 25°C na zachodzie) (rycina 50A).

Pojawienie się opadów gradu nad południowo-wschodnią Polską należy zatem wiązać z chłodnym powietrzem zalegającym nad tym obszarami w bliskim sąsiedztwie górnego

niżu. Wraz z intensywnym nagrzewaniem się lądu w godzinach okołopołudniowych (szczególnie obszaru o tak urozmaiconej rzeźbie) wzrastała chwiejność atmosfery, uruchamiając proces konwekcji. Mimo niskich wartości *MLCAPE*, nieprzekraczających o 12:00 UTC $400 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, i słabego *Lifted Index* (niewiele poniżej 0 K, jedynie w centrum Polski -2 K) nad obszarem górskim powstały warunki pozwalające na powstanie opadów gradu (rycina 50B).



Rycina 50. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz *Lifted Index* (izolinie) i *MLCAPE* (skala barw) (B) z godziny 18:00 UTC dla 24.04. 2011.

Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Znaczną rolę w tym przypadku odegrała wspomniana rzeźba terenu i obecność górnego niżu, co przyczyniło się do intensywnego mieszania w troposferze. Różnica w nagrzewaniu się dolin i grzbietów górskich oraz wzmożone tarcie nad obszarem

o tak zróżnicowanej rzeźbie może powodować dynamiczne wypiętrzanie chmur *Cb* a przy znacznych dostawach wilgoci, również stwarza dogodne warunki do formowania gradu (Kalthoff i in., 2009; Kunz i Puskeiler, 2010).

2009. 06.25 – CIEPŁY FRONT ATMOSFERYCZNY

Przykład opadów gradu zaobserwowanych w południowej Polsce dnia 25 czerwca 2009 roku ukazuje, że chwiejna równowaga atmosfery przynosząca ekstremalne zjawiska pogodowe może się rozwinąć w sąsiedztwie ciepłego frontu atmosferycznego. Zanotowano wówczas 5 przypadków opadów gradu o rozmiarach sięgających od 2 do 6 cm średnicy. Najbardziej niszczycielski opad zarejestrowano o godzinie 12:00 we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej w miejscowości Chełm. W kolejnych godzinach strefa burz gradowych przemieszczała się u podnóża Karpat w kierunku zachodnim aż do miejscowości Tarnowskie Góry na Wyżynie Śląskiej (opad z godz. 14:20) (rycina 51).

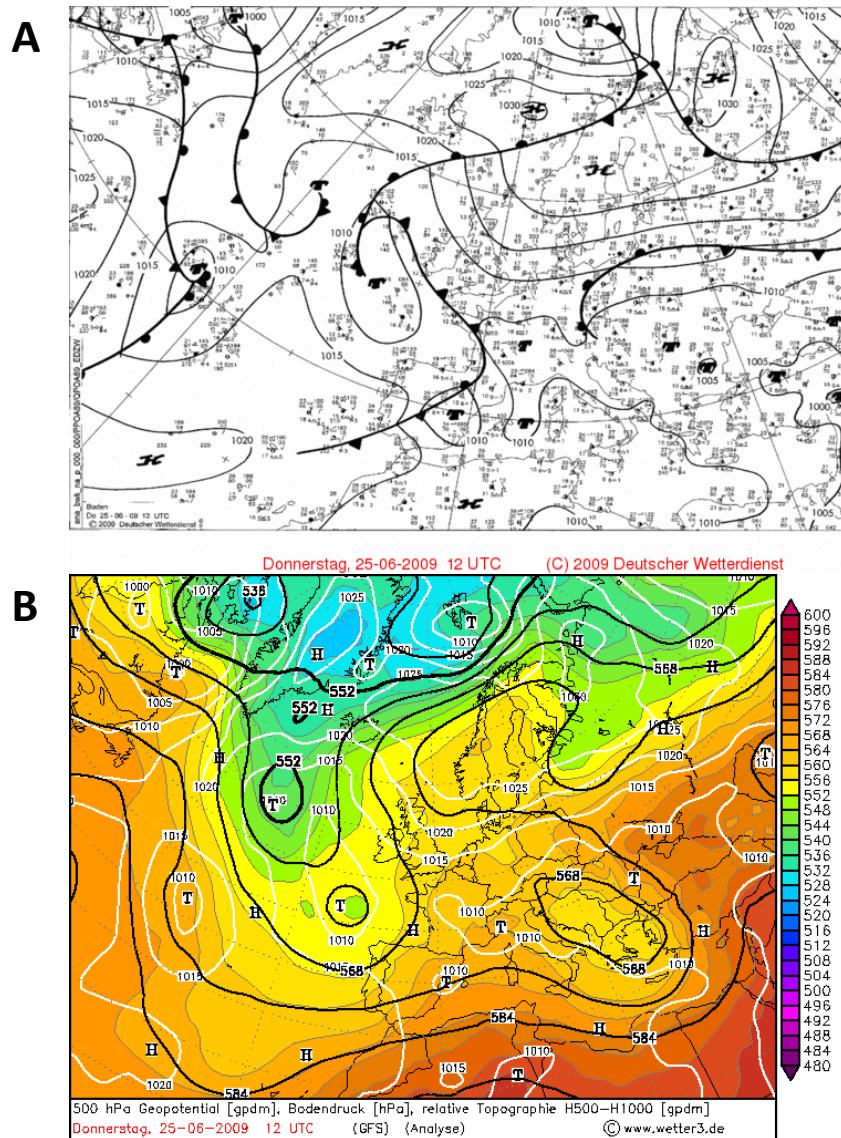


Rycina 51. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 25 czerwca 2009.

Źródło: www.essl.org

Pogoda w środkowej Europie kształtowana była w tym czasie przez rozległą bruzdę obniżonego ciśnienia, która przebiegała w pasie od północnego Atlantyku po Bałkany, rozdzielając się nad lądem na kilka mniejszych ośrodków barycznych. Wypełniający się niż u zachodnich wybrzeży Wysp Brytyjskich i sięgająca daleko na wschód zatoka niskiego ciśnienia, widoczna również w średniej troposferze, powodowała odchylenie przebiegu prądu strumieniowego, co umożliwiło napływ gorących mas powietrza nad wschodnią

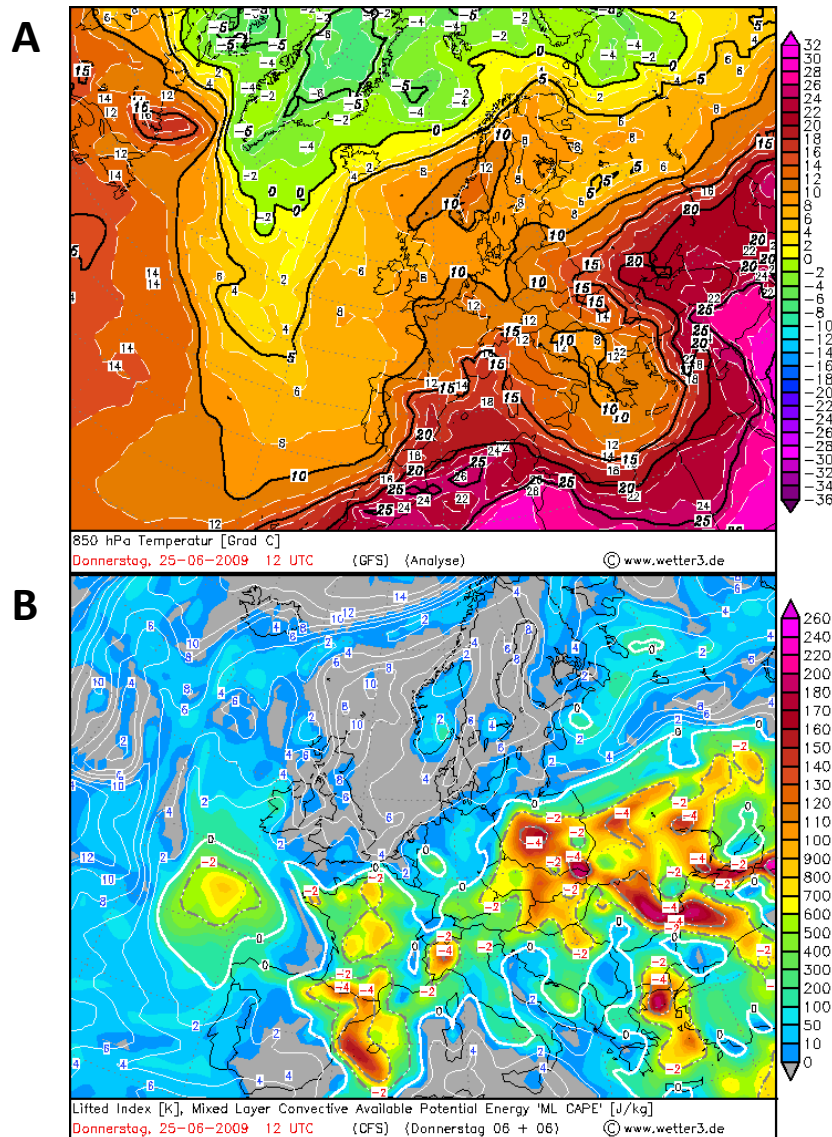
Europę (rycina 52). Wspomniane zafalowanie na linii prądu strumieniowego jest również widoczne na mapie rozkładu temperatury na poziomie 850 hPa. W godzinach okołopołudniowych ciepłe powietrze dotarło do wschodniej Polski wraz z ciepłym frontem atmosferycznym przynosząc wzrost wilgotności powietrza i wzmożone opady (rycina 53A).



Rycina 52. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 25.06.2009. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

Źródłem wilgoci w środkowej Europie był także powoli zanikający niż z centrum nad Bałkanami. W tej sytuacji za ciepłym frontem atmosferycznym w godzinach o najsilniejszej radiacji powstały dogodne warunki do rozwoju chwiejnej stratyfikacji powietrza przy jednoczesnej dużej zawartości pary wodnej w dolnej troposferze. Dało to impuls do intensywnej konwekcji (*Lifted Index* >-4 K) szczególnie na obszarach wyżynno-górskich

południowo-wschodniej i wschodniej Polski, której towarzyszyły ekstremalne opady gradu (MLCAPE >1800 J·kg⁻¹) (rycina 53B).



Rycina 53. Model GFS dla temperatury na poziomie 850 hPa (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 25.06.2009. Źródło: <http://www.wetter3.de/>.

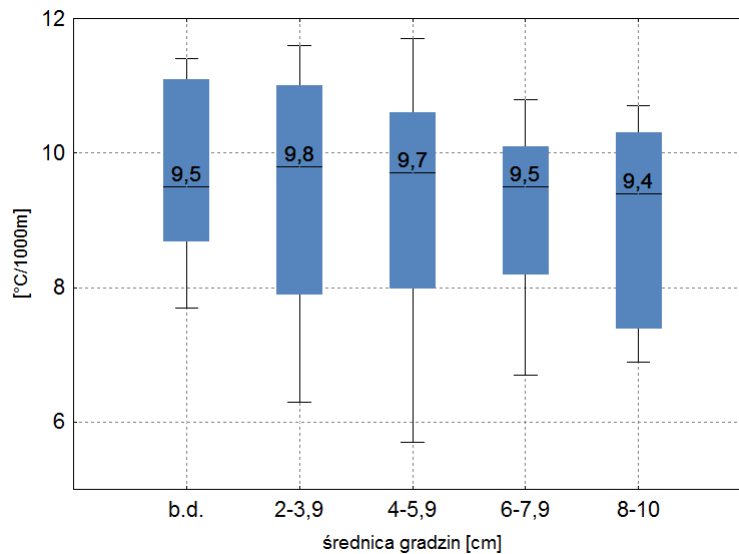
3.3.3 PARAMETRY Z SONDAŻY AEROLOGICZNYCH

Kluczowych informacji na temat warunków towarzyszących opadom gradu i sprzyjających ich powstaniu dostarczyła analiza parametrów pochodzących z pionowych sondowań atmosfery. Zgromadzone dane pogrupowano w zależności od rodzaju wskaźników (np. wskaźniki kinematyczne i termodynamiczne) a następnie przedstawiono je w postaci wykresów pudełkowych („ramka-wąsy”) i diagramów punktowych, uwzględniając opady gradu o różnej wielkości. W ten sposób uzyskano obraz warunków panujących w pionowym przekroju troposfery w czasie opadów gradu o różnej

intensywności mierzonej średnicą gradzin. Przeanalizowano 16 parametrów pochodzących z sondazy aerologicznych i wyznaczono te, które najlepiej obrazują warunki panujące w troposferze w czasie opadów gradu.

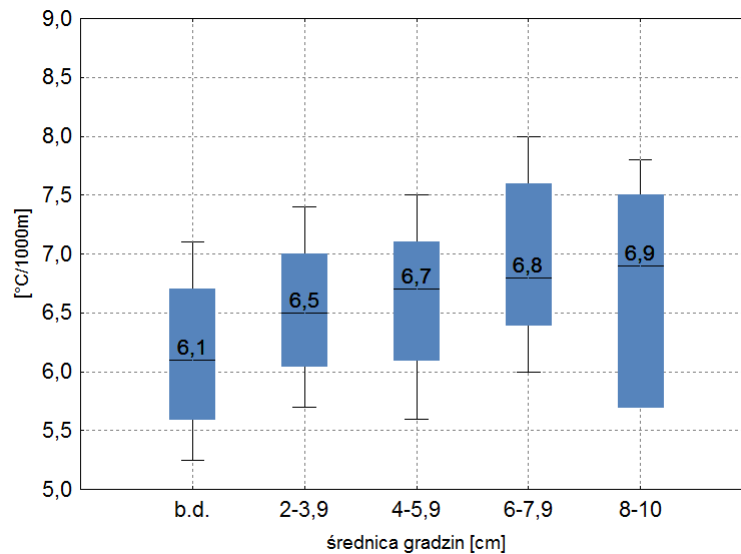
Jako, że opady gradu w znacznej mierze zależą od warunków termicznych panujących w troposferze, w pierwszej kolejności przeanalizowano wartości gradientu adiabatycznego w warstwie dolnego kilometra i pomiędzy 2 a 4 km nad poziomem gruntu. Gradient adiabatyczny informuje o zmianach temperatury powietrza wraz z wysokością, a zatem określa jak szybko powietrze ochładza się wraz ze wzrostem wysokości w danych warunkach. W sytuacji, gdy spadek temperatury powietrza w pionie jest znacznie mniejszy od gradientu wilgotnoadiabatycznego (wynoszącego ok. $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ wysokości) cząstki powietrza są cięższe i mają tendencję do opadania, co skutkuje powstaniem termodynamicznej równowagi stałej w atmosferze. Z kolei warunkiem koniecznym do pojawienia się opadów gradu jest dynamiczne wznoszenie się nagrzanej cząstki powietrza, czyli intensywna konwekcja, która towarzyszy chwiejnej stratyfikacji atmosfery. W tych warunkach gradient adiabatyczny nie jest jednakowy w całym przekroju troposfery, a jego zmiana jest najbardziej wyraźna po osiągnięciu poziomu kondensacji (*ang. Lifted Condensation Level, LCL*). W dolnej warstwie troposfery (do poziomu *LCL*) powietrze wychładza się zgodnie z gradientem suchoadiabatycznym (ok. $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) natomiast, gdy osiągnie poziom kondensacji temperatura spada o ok. $0,5 - 0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Jak wynika z ryciny 54 obrazującej gradient adiabatyczny w dolnym kilometrze troposfery warunki panujące w czasie opadów gradu wskazywały na suchoadiabatyczne wychładzanie wznoszących się cząstek powietrza. Mediana wartości gradientu w dolnej warstwie wynosiła blisko $10^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ niezależnie od rozmiaru gradzin. Podobnie wyrównane były wartości 75 percentyla wahające się od 10 do $11^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$. Na szczególną uwagę zasługują jednak skrajne wartości 10 i 90 percentyla, które w przypadku opadów gradu o rozmiarze od 2 do 5,9 cm osiągały odpowiednio około 6°C i około 12°C . Niskie wartości gradientu adiabatycznego można tłumaczyć wysokością poziomu kondensacji, który mógł znajdować się na wysokości około 500 m (rycina 56 – prawa). W tej sytuacji o wiele szybciej następowało przejście od gradientu sucho- do wilgotnoadiabatycznego. W przypadku najbardziej ekstremalnych opadów gradu wartości gradientu adiabatycznego są niższe (ok. $9,5^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$) i szczególnie wyraźnie różnicują się w przypadku opadów o największych rozmiarach gradzin (ponad 2°C różnicy pomiędzy 25 a 75 percentylem).



Rycina 54. Średni pionowy gradient temperatury z dolnego kilometra troposfery [$^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$] (0-1 km Lapse Rate) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Jak wspomniano wcześniej sytuacja zmienia się po osiągnięciu poziomu kondensacji. Wówczas spadek temperatury następuje zgodnie z gradientem wilgotnoadiabaticznym, co widoczne jest na rycinie 55. W warstwie troposfery pomiędzy 2 a 4 km nad poziomem gruntu wartości gradientu wyraźnie maleją osiągając od około 6 do 7°C . Jednocześnie zmiana temperatury o wartość wyższą niż $6^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ po przekroczeniu poziomu kondensacji świadczy o znacznie większej chwiejności atmosfery. Unosząca się cząstka powietrza nadal posiada energię do wznoszenia, ponieważ po uwolnieniu ciepła utajonego jest cieplejsza od otoczenia. Można stwierdzić, że wielkość rozmiaru gradzin zwiększa się wraz ze wzrostem chwiejności atmosfery. W szczególnych przypadkach opadów gradu (powyżej 6 cm średnicy) wartości gradientu wilgotnoadiabaticznego mogą osiągać nawet $8^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$. W takich warunkach cząstka powietrza o znacznej wyporności szybciej osiągnie poziom swobodnej konwekcji (*ang. Level of Free Convection, LFC*), co sprzyja powstawaniu ekstremalnych zjawisk pogodowych.

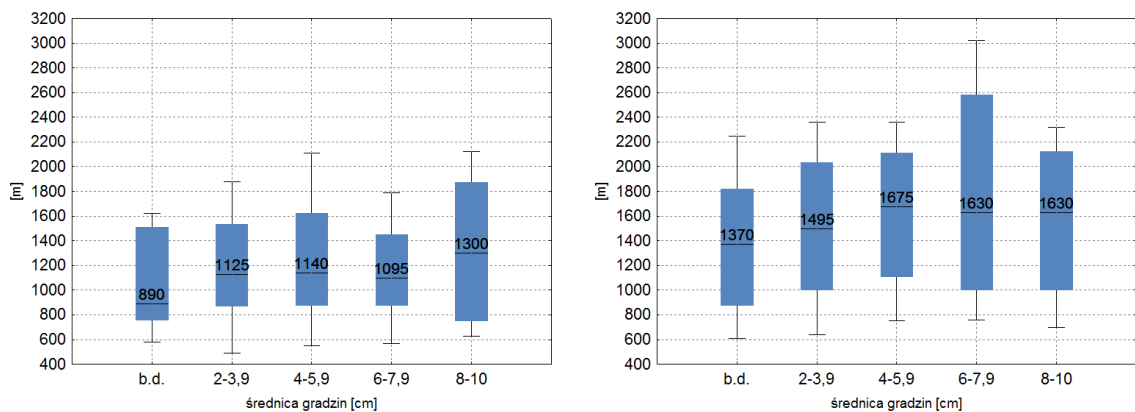


Rycina 55. Średni pionowy gradient temperatury z warstwy 2-4 km nad powierzchnią gruntu [°C/1000m] (2-4 km Lapse Rate) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Jak wspomniano wcześniej, parametrem określającym wysokość, na której rozpoczyna się proces kondensacji pary wodnej jest *Lifted Condensation Level*. Na tej wysokości wznosząca się cząstka powietrza osiąga temperaturę punktu rosy. Wysokość poziomu kondensacji (*LCL*) związana jest z zawartością wilgoci w dolnych partiach troposfery. Im większa wilgotność powietrza tym niżej znajduje się poziom kondensacji. W czasie opadów gradu wartości *LCL* obliczone dla cząstki powietrza o największej chwiejności (czyli *most unstable LCL*, *MULCL*) przekraczają 800 m n.p.g. Mediana dla przypadków o znanej wielkości gradzin wynosi od 1125 m n.p.g. dla najmniejszych gradzin do 1300 m n.p.g. dla opadów ekstremalnych (powyżej 8 cm średnicy). Jest to wysokość optymalna dla rozwoju burz gradowych (Groenemeijer i van Delden, 2007). Jeżeli podstawa chmur *Cb* znajduje się powyżej 2000 m n.p.g., sprzyja to rozwojowi silniejszych prądów zstępujących, ale jednocześnie wymaga znacznie większej chwiejności atmosfery w jej dolnych partiach. Dotyczy to nielicznych przypadków opadów gradu o średnicy 4-5,9 cm i 8-10 cm. Dla porównania, wartości dolnego i górnego kwartyla tego wskaźnika wyliczone dla przypadków bez zjawisk konwekcyjnych wahają się od 461 do 1074 m (Groenemeijer i van Delden, 2007). Mimo iż cytowane opracowanie dotyczy tylko obszaru Holandii można przypuszczać, że również w środkowej Europie

wysokość poziomu kondensacji w czasie dni z gradem jest wyższa niż przeciętnie i wzrasta wraz z rosnącą średnicą gradzin (rycina 56-lewa).

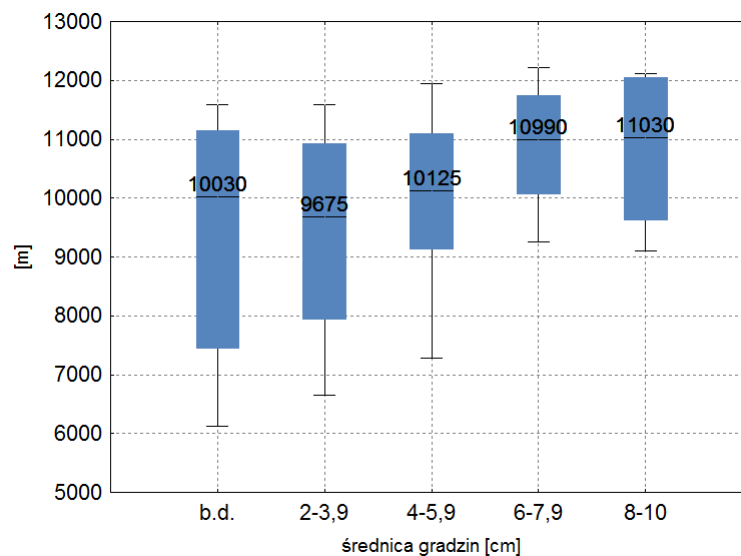
Jeżeli cząstka powietrza będzie odznaczać się dużą wypornością, przez co zacznie unosić się samoczynnie, wówczas osiągnie poziom swobodnej konwekcji (*LFC*). Im mniejsza różnica pomiędzy poziomem kondensacji a poziomem swobodnej konwekcji tym większe szanse na rozwój zorganizowanych komórek burzowych (np. na linii szkwału). W przypadku opadów gradu różnica wysokości między *LCL* i *LFC* maleje wraz ze wzrostem średnicy gradzin. Niewielkie różnice (mniej niż 100 m) w wartościach 10 percentyla *LCL* i *LFC* wskazują, że opady gradu wiążą się z wyjątkowo chwiejną stratyfikacją atmosfery. Duże różnice w wysokości obydwu poziomów świadczą z kolei o istnieniu warstwy hamującej konwekcję w troposferze (wysokie wartości *CIN*), co można zauważyć w przypadku opadów gradu o średnicy 6-7,9 cm (rycina 56).



Rycina 56. Poziom kondensacji (lewy wykres) i poziom swobodnej konwekcji (prawy wykres) dla najbardziej niestabilnej cząstki [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Również wysokość poziomu równowagi (*ang. Equilibrium Level, EL*) wykazują tendencję rosnącą wraz ze zwiększającym się rozmiarem gradzin. Jest to poziom, powyżej którego zostaje zahamowane dalsze wznoszenie się cząstki powietrza, a zatem może ona odpowiadać wierzchołkowi chmury *Cb*. Im bardziej rozbudowana w pionie komórka burzowa tym wyżej znajduje się poziom równowagi. Jednocześnie zwiększa to szanse na pojawienie się opadów gradu, które wiążą się z silnymi prądami wstępującymi w chmurze *Cb*. W przypadku omawianych opadów gradu mediana poziomu równowagi wahała się pomiędzy 9675 m dla najmniejszych gradzin, a 11030 m dla opadów o średnicy powyżej 8 cm. Z poniższej ryciny wynika również, że 25% wszystkich burz gradowych było

generowanych w chmurach kłębiastych sięgających niemalże tropopauzy (wysokość od 10 do 12 km nad poziomem gruntu) (rycina 57). W zachodniej Europie (Groenemeijer i van Delden, 2007) wartości tego wskaźnika w warunkach niekonwekcyjnych wynoszą przeciętnie od 2456 do 4865 m (dolny i górny kwartyl). Znacznie zwiększona wysokość *EL* w czasie dni z gradem wskazuje na obecności warunków sprzyjających występowaniu bardzo silnych prądów konwekcyjnych utrzymujących się do dużych wysokości w troposferze. W najbardziej ekstremalnych przypadkach prądy te mogą docierać ponad wierzchołek chmury *Cb* tworząc tzw. *overshooting top*. Dodatkowo porównując wysokość poziomu równowagi (*EL*) z poziomem kondensacji (*LCL*) widać wyraźnie, że powstanie opadów gradu o największej średnicy wymaga silnie rozwiniętych w pionie chmur *Cb*. Wiąże się to ściśle z mechanizmem powstawania gradu, który wymaga dużej zawartości wilgoci w dolnej warstwie troposfery oraz bardzo silnych prądów wstępujących, potrafiących pokonać grawitacyjne opadanie cząstek lodu.

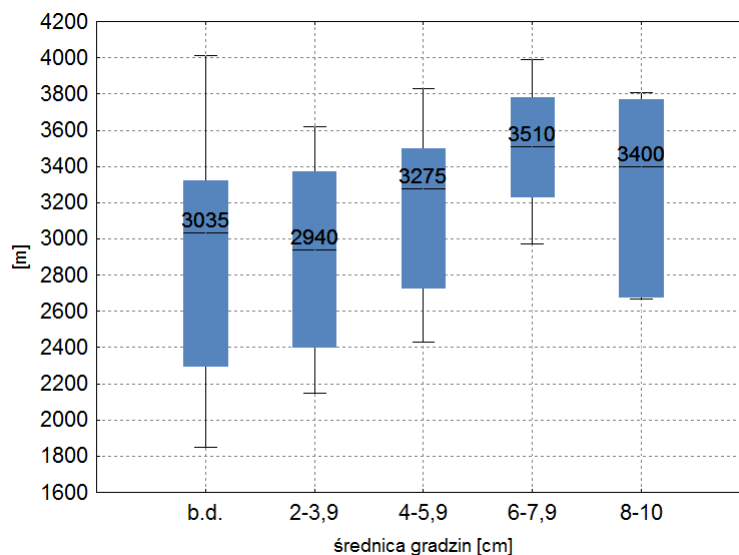


Rycina 57. Wysokość poziomu równowagi (*EL*) [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Bardzo ważna dla formowania gradzin jest także wysokość zalegania izotermy 0°C, która warunkuje miąższość troposfery ponad poziomem zamarzania. Jeżeli izoterma 0°C przebiega na znacznych wysokościach wewnątrz chmury *Cb*, wówczas uformowane gradziny spadając roztapiają się w czasie migracji przez niższe, cieplejsze partie troposfery. Dodatkowo im wyżej przebiega granica zamarzania tym węższa jest warstwa chmur, w której następuje przyrost gradzin. Jednocześnie należy pamiętać, że przebieg wysokości

izotermy 0°C zależy także od ukształtowania powierzchni (nad obszarami górskimi zalega ona niżej).

W omawianym przypadku mediana wysokości izotermy 0°C wahała się między 2940 m (dla najmniejszych gradzin) a 3510 m dla gradu o średnicy 6-7,9 cm. Wysokość ta wyraźnie wzrasta wraz z rozmiarem gradzin (rycina 58). Jedynie dla ostatniej grupy (rozmiar gradzin 8-10 cm) jest obniżona. Z jednej strony niewielka wysokość izotermy 0°C zapewnia szybkie zamarzanie kropli wody we wznoszącej się konwekcyjnie porcji powietrza i tworzenie się gradzin. Z drugiej jednak strony wraz ze wzrostem rozmiaru gradzin wzrasta też omawiana wcześniej wysokość chmury *Cb* wyrażona poziomem *EL* (rycina 57). Dzięki temu najchłodniejsza warstwa chmury w przypadku intensywnych burz gradowych jest wystarczająco miększa, aby mogły się w niej formować duże bryły lodu. Najbardziej zróżnicowane wartości wysokości izotermy 0°C zaobserwowano w grupie przypadków gradu o nieokreślonej średnicy, ze skrajnymi wartościami od 1800 m do 4000 m (rycina 58). Porównując te wartości z wysokością poziomu kondensacji czy swobodnej konwekcji można stwierdzić, że izoterma 0°C w czasie opadów gradu zalega stosunkowo nisko (około 2000m różnicy pomiędzy podstawą chmury a poziomem zamarzania), co daje możliwość swobodnego rozwoju gradzin i ogranicza ich topnienie.

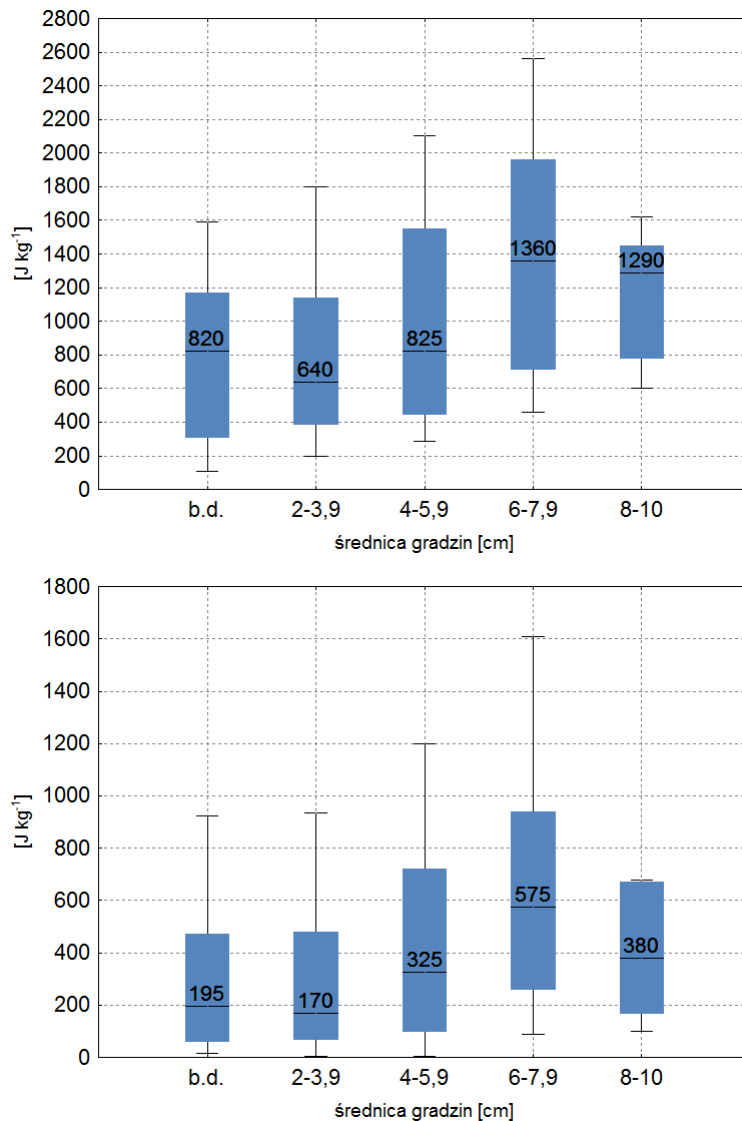


Rycina 58. Wysokość izotermy 0°C [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Najważniejszym czynnikiem warunkującym powstanie wielu ekstremalnych zjawisk pogodowych (np. grad, tornado, silne burze i nawalne opady deszczu) jest chwiejna

równowaga atmosfery. Jednym z najczęściej stosowanych wskaźników opisujących stan równowagi atmosfery w czasie intensywnej konwekcji jest *CAPE* (*ang. Convective Available Potential Energy*). Informuje on o ilości energii potencjalnej, jaką uzyskuje cząstka powietrza w trakcie pionowego ruchu w troposferze, a tym samym mówi o intensywności prądów wstępujących w troposferze.

Analizując zjawiska gradowe w środkowej Europie zwrócono uwagę na wartości wskaźnika *CAPE* dla warstwy troposfery cechującej się największą chwiejnością tzw. *most unstable CAPE* (*MUCAPE*) oraz dla cząstki uśrednionej z dolnej warstwy atmosfery sięgającej do wysokości ok. 1 km *mean layer CAPE* (*MLCAPE*). W przypadku pierwszego wskaźnika można dostrzec, że jego wartości różnicują się w zależności od rozmiaru gradzin osiągając wartości mediany odpowiednio od $640 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ do $1360 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. *MUCAPE* rośnie wraz ze wzrostem średnicy gradzin osiągając największy zakres wartości i najwyższą wartość mediany w przypadku opadów gradu o rozmiarze od 6 do 7,9 cm. Wartość 10 percentyla wynosiła w tym przypadku ok. $450 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ natomiast 90 percentyl sięgał niemalże $2600 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Świadczy to o tym, że wielkość gradzin a tym samym intensywność burz gradowych zależy od intensywności konwekcji i wzrasta wprost proporcjonalnie do rosnącego wskaźnika *MUCAPE*. Wyjątek stanowią przypadki gradzin o największym rozmiarze (ponad 8 cm). Jest to najmniej liczna grupa, ze znacznie węższym zakresem wartości *MUCAPE* (od 600 do $1600 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$) i medianą wynoszącą $1290 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (rycina 59-górna).



Rycina 59. Wskaźnik CAPE dla najbardziej chwiejnej cząstki (MUCAPE) (górna) i dla uśrednionej warstwy do wysokości 1 km (MLCAPE) (dolna) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Wartości CAPE uśrednione dla dolnej części troposfery przedstawiają podobny obraz jak te dla najbardziej chwiejnej warstwy. Przy wzroście wartości *MLCAPE* zwiększają się rozmiary gradzin. W przypadku opadów o średnicy 6-7,9 cm wartość 90 percentyla sięga nawet około $1600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ a mediana ($575 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) osiąga porównywalne wartości, co *MUCAPE* dla gradu o najmniejszych rozmiarach (2 - 3,9 cm), co świadczy o znacznej chwiejności atmosfery w warstwie mieszania. Najprawdopodobniej chwiejność atmosfery w jej najniższej warstwie nie jest najważniejszym czynnikiem warunkującym powstanie opadów gradu o największym rozmiarze o czym świadczy niższy *MLCAPE* (mediana 380

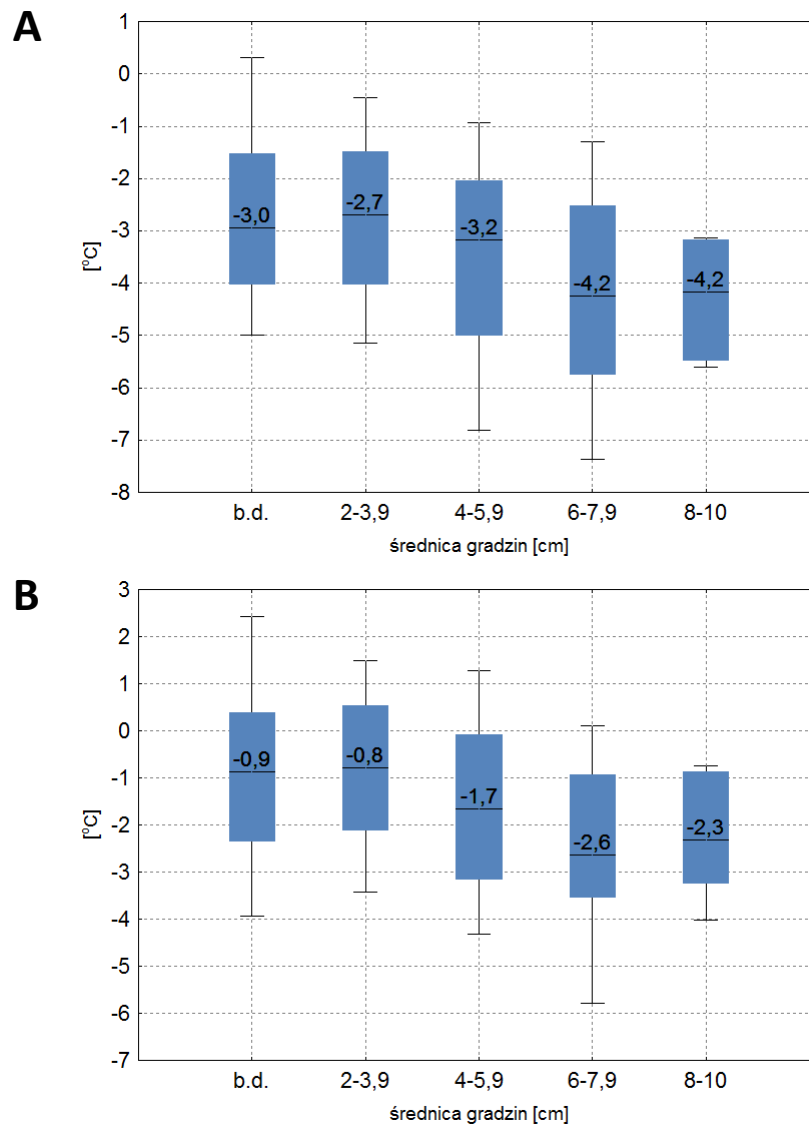
$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) i niewielki zakres wartości tego wskaźnika. Należy jednak pamiętać, że opadom gradu nie muszą towarzyszyć znaczne wartości *CAPE*. W badanej próbie pojawiały się także przypadki ekstremalnych opadów przy *MLCAPE* poniżej $50 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (rycina 59-dolna). Jednocześnie, jak wskazuje Groenemeijer i van Delden (2007), rozpiętość wartości wskaźnika *CAPE* dla dni bez zjawisk konwekcyjnych jest bardzo duża i sięga od 0 do nawet $4500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. W środkowej Europie średnio w lipcu *CAPE* wynosi od 25 do $100 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, a te najwyższe wartości pojawiają się wyjątkowo rzadko (Siedlecki, 2009).

Kolejnym wskaźnikiem przydatnym w prognozowaniu zjawisk konwekcyjnych jest *Lifted Index (LI)*, który informuje o pionowych ruchach cząstki i możliwości rozwoju konwekcji. Wskaźnik ten jest wyliczany jako różnica między temperaturą unoszącej się adiabaticznie cząstki i warunkami termicznymi panującymi w jej otoczeniu. Wartości tego wskaźnika podawane są zazwyczaj w Kelwinach, natomiast w programie Krzysztofa Ostrowskiego (2008), który posłużył do wyliczenia parametrów z sondowań, *LI* wyrażony jest w stopniach Celsjusza (wartości *LI* pozostają identyczne w K i $^{\circ}\text{C}$).

W przypadku ekstremalnych opadów gradu mediana *MULI (most unstable Lifted Index)* przyjmuje wartości ujemne od $-2,7^{\circ}\text{C}$ do $-4,3^{\circ}\text{C}$. Porównując te wyniki z wartościami dolnego i górnego kwartyła *MULI* dla dni bez zjawisk konwekcyjnych, które sięgają od $2,3$ do $6,9^{\circ}\text{C}$, można stwierdzić, że w czasie dni z gradem panowała w troposferze chwiejna równowaga atmosfery z silnymi prądami wstępującymi (Groenemeijer i van Delden, 2007). Dodatkowo wartości *Lifted Index* maleją wraz ze wzrostem średnicy gradzin, co wskazuje na silny związek między intensywnością prądów wstępujących a rozmiarem brył lodu produkowanych w czasie burz gradowych. Najgroźniejsze gradobicia (biorąc pod uwagę rozmiar gradzin) pojawiają się zatem przy wysokich wartościach *CAPE* ($MUCAPE > 1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$) i jednocześnie bardzo niskim *Lifted Index* ($MULI < -3^{\circ}\text{C}$). Niemalże we wszystkich analizowanych przypadkach gradu wartości *MULI* były ujemne, natomiast rekordowo niski *LI* (poniżej -7°C) zanotowano dla 10 percentyla opadów gradu o średnicy 6-7,9 cm (rycina 60A).

Na silne wznoszenie już w niższych partiach troposfery wskazują wartości *Lifted Index* uśrednione dla dolnych 50 hPa (*50 hPa mean layer LI*). Są one niższe niż dla najbardziej chwiejnej cząstki (mediana 50-m.l. – *LI* od $-0,8^{\circ}\text{C}$ do $-2,6^{\circ}\text{C}$), niemniej jednak w większości przypadków utrzymują wartości ujemne malejące wraz ze wzrostem rozmiarów gradzin (rycina 60B). Ujemne wartości 50-m.l.-*LI* oznaczają, że w czasie ekstremalnych opadów

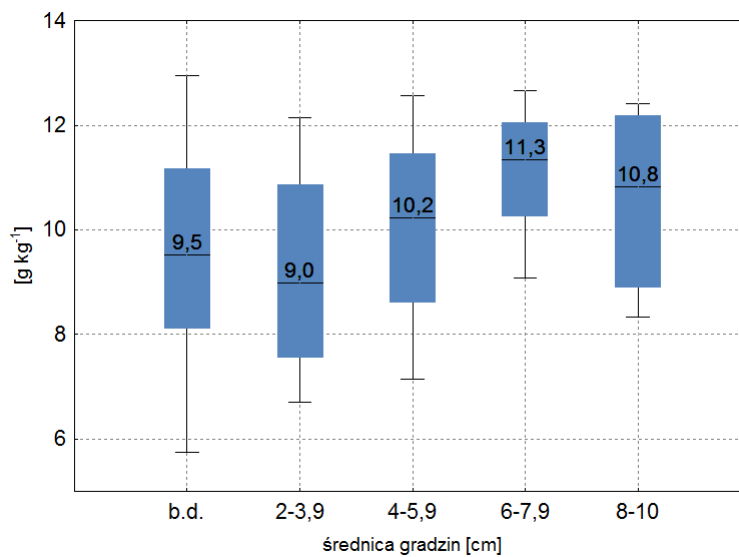
gradu możliwość rozwoju konwekcji występuje już w najniższej warstwie troposfery i dynamicznie wzrasta wraz z wysokością, na co wskazuje bardzo niska wartość *MULI*. Podsumowując, wystąpienie opadu gradu o dużym rozmiarze wiąże się z silnymi prądami wstępującymi i znaczną chwiejnością atmosfery.



Rycina 60. Wyporność najbardziej niestabilnej cząstki (MULI) (A) oraz wartości Lifted Index dla dolnych 50 hPa (50-m.l.-LI) (B) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

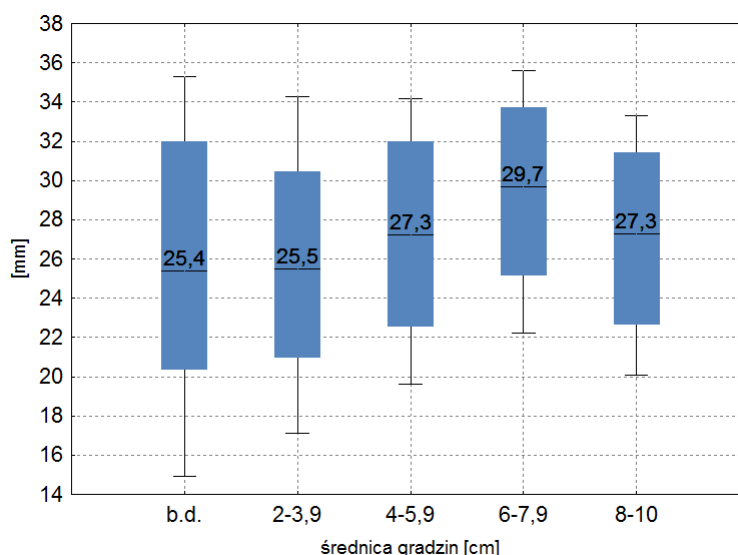
Jak wspomniano we wstępie pracy, oprócz chwiejnej stratyfikacji atmosfery z silnymi prądami wznoszącymi, powstanie opadów gradu wymaga dużej zawartości wilgoci zgromadzonej w dolnych partiach troposfery. Takich informacji może dostarczyć m.in. średni stosunek mieszania dla dolnej warstwy troposfery o miąższości 500 m (ang. *Average mixing ratio*). Wartości tego wskaźnika w przypadku ekstremalnych

opadów gradu wzrastają proporcjonalnie do rozmiaru gradzin. Mediana osiąga wartości od blisko $9 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ do ponad $11 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, co można uznać za wartości dość wysokie (rycina 61). W sytuacji, gdy dolna warstwa troposfery jest szczególnie zasobna w parę wodną obecna tam wilgoć jest wtłaczana wraz z prądami wstępującymi do chmury *Cb* i zasila proces formowania gradu. Jednocześnie w wilgotnym powietrzu energia kumulowana jest w postaci ciepła utajonego i uwalniana do atmosfery w momencie kondensacji, co wspomaga rozwój stratyfikacji chwiejnej.



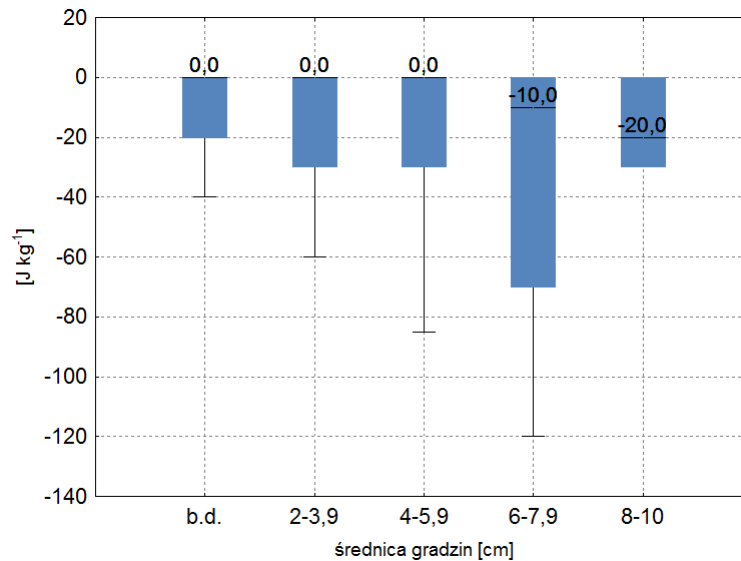
Rycina 61. Średni stosunek zmieszania dla dolnych 500 metrów troposfery (Average Mixing Ratio 500m) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

W celu oszacowania wodności troposfery można się także posłużyć wskaźnikiem zwanym z języka angielskiego *Precipitable Water (PW)*, po polsku woda opadowa (Wibig i Siedlecki, 2007). Określa on ilość wody w słupie powietrza, która po kondensacji dotarłaby do powierzchni ziemi w formie opadu. Dla ekstremalnych przypadków gradu przyjmuje on wartości mediany od 25,4 mm do 29,7 mm, przy czym wartości te rosną wprost proporcjonalnie do rozmiaru gradzin. Zakres między 25 a 75 percentylem niezależnie od średnicy gradzin jest zbliżony i wynosi około 10 mm. W ekstremalnych przypadkach zawartość wody opadowej sięgała blisko 36 mm (rycina 62). Duża zawartość wody opadowej w całym przekroju troposfery wraz z wysokimi wartościami *CAPE* może wskazywać na wystąpienie intensywnych zjawisk burzowych, którym towarzyszą ulewne deszcze a w sprzyjających warunkach także opady gradu.



Rycina 62. Zawartość wody opadowej w troposferze [mm] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Zjawiska konwekcyjne mogą zostać wyhamowane przez niewielki pionowy gradient temperatury czy pojawienie się warstwy inwersyjnej w troposferze. Wskaźnikiem opisującym takie ograniczanie konwekcji jest *CIN* (ang. *Convective inhibition*), czyli ilość energii, która uniemożliwi dalsze wznoszenie się cząstki powietrza do poziomu swobodnej konwekcji. W przypadku opadów gradu nawet przy wyjątkowo wysokich wartościach *CAPE* obecność energii hamującej konwekcję *CIN* może praktycznie uniemożliwić rozwój chmur *Cb*. Stąd też, jak wynika z ryciny 63, warunki dogodne dla rozwoju opadów gradu wiążą się z ujemnymi wartościami *CIN*. Jednocześnie im większy rozmiar gradu tym te wartości są niższe (dla gradzin o średnicy ponad 8 cm osiągają one $-30 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$). Wartość 10 percentyla ekstremalnych opadów sięga nawet $-120 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ dla gradzin od 6 do 7,9 cm średnicy (rycina 63). Wyniki te wskazują jednoznacznie, że dla rozwoju konwekcji przynoszącej opady gradu konieczne są bardzo niskie wartości *CIN*, które świadczą o bardzo dobrych warunkach dla rozwoju konwekcji. Jak wynika z opracowania Siedleckiego (2009) dla lipca średnia miesięczna wartość tego wskaźnika w środkowej Europie wynosi od $-20 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ na północy regionu do $-60 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ w jego południowej części.

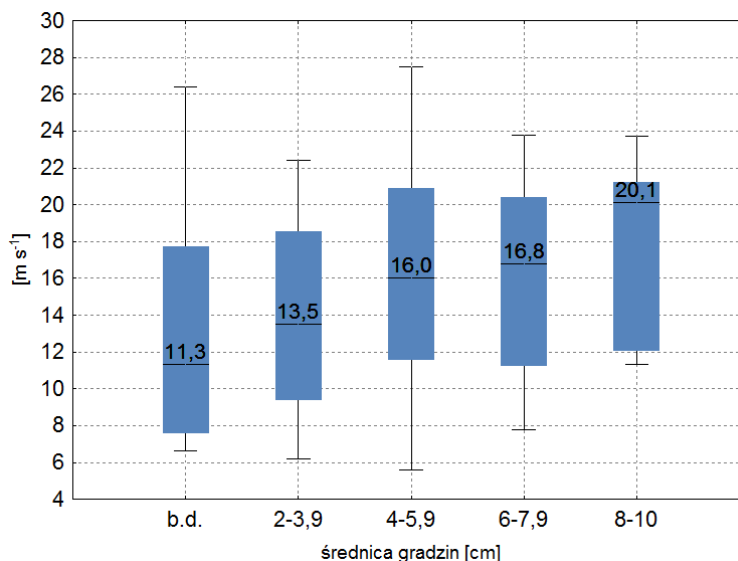


Rycina 63. Warstwa hamująca konwekcję dla najbardziej niestabilnej cząstki (MUCIN) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Oprócz wskaźników opisujących chwiejną stratyfikację atmosfery w prognozowaniu zjawisk ekstremalnych istotne znaczenie mają wskaźniki kinematyczne, odnoszące się do zmian prędkości i/lub kierunku przepływu na różnych poziomach w troposferze. W tym przypadku do analizy ekstremalnych opadów gradu wykorzystano wskaźniki uskoku wiatru w warstwie 0-6 km (*ang. Deep Layer Shear, DLS*), 0-3 km i 0-1 km (*ang. Low Level Shear, LLS*). Dostarczają one informacji o rozwoju komórek burzowych (szczególnie uskok wiatru w warstwie 0-6 km), a dokładnie o ich trwałości i strukturze. Duże zmiany prędkości wiatru w warstwie 0-6 km zwiększają prawdopodobieństwo powstania burz superkomórkowych (gdy $DLS > 20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) co przy wysokich wartościach *CAPE* może skutkować pojawieniem się szczególnie ekstremalnych zjawisk pogodowych.

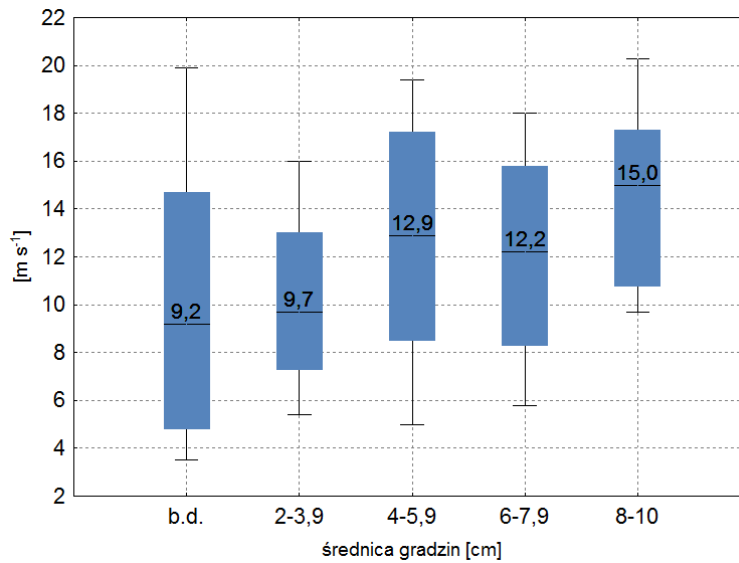
W przypadku analizowanych opadów gradu mediana uskoku wiatru w warstwie 0-6 km niezależnie od wielkości gradzin przekraczały wartość $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, co świadczy o tym, że opady te powstawały w obrębie dobrze zorganizowanych struktur burzowych. Co więcej, wartości *DLS* wskazują, że im lepiej zorganizowana komórka burzowa tym większe szanse na pojawienie się opadów gradu o szczególnie dużym rozmiarze. W przypadku gradzin o średnicy przekraczającej 4 cm mediana *DLS* wzrasta ponad $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Tak wysokie wartości świadczą o dogodnych warunkach do organizowania się burz wielokomórkowych o dość długiej żywotności. Ponadto najbardziej ekstremalne burze gradowe (średnica gradzin ponad 8 cm) należy wiązać także z burzami superkomórkowymi,

jako że zmiana prędkości wiatru o $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ zwiększa prawdopodobieństwo ich powstania (rycina 64).



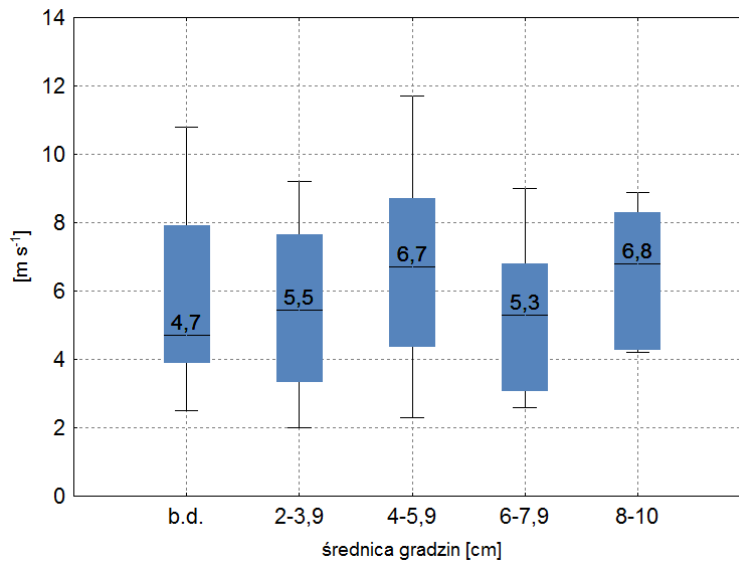
Rycina 64. Pionowy uskok wiatru w warstwie 0-6 km nad poziomem gruntu (0-6 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Podobnie jak w warstwie 0-6 km również w niższej części troposfery, sięgającej do wysokości 3 km zmiany prędkości wiatru rosną proporcjonalnie do rozmiarów gradzin. Mediana we wszystkich przypadkach przekracza $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a przy opadach o największym rozmiarze osiąga nawet $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Takie warunki sprzyjają organizacji burz w struktury wielokomórkowe i linie szkwału, które utrzymują się przez dłuższy czas, co pozwala na swobodny rozwój zarodków gradu a następnie gradzin wewnątrz chmury *Cb* (rycina 65).



Rycina 65. Pionowy uskok wiatru w warstwie 0-3 km nad poziomem gruntu (0-3 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

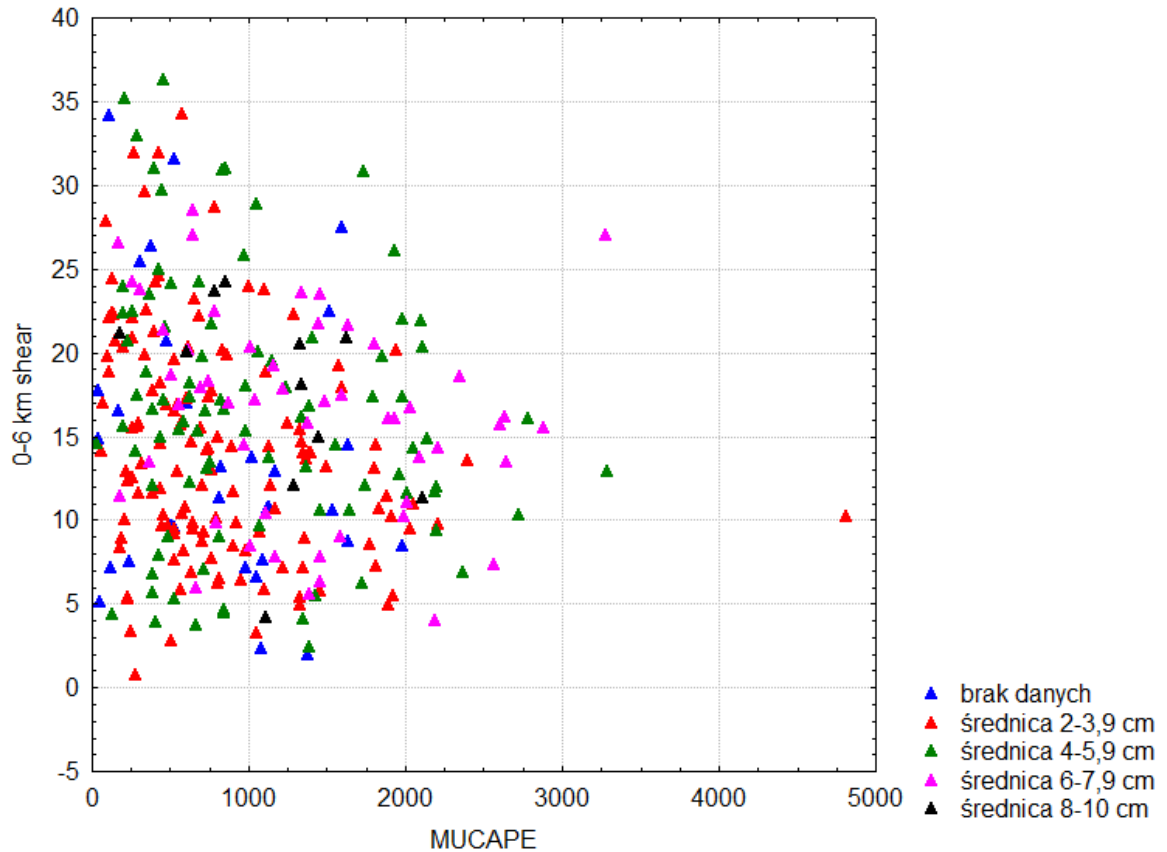
Uskoki wiatru w warstwie granicznej (0-1 km) osiągają znacznie mniejsze wartości, które tylko w nielicznych przypadkach (10 percentyl gradu o rozmiarze 4-5,9 cm) przekraczają $11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Rozkład tego wskaźnika nie wykazuje tendencji wzrostowej proporcjonalnej do rozmiaru gradzin, co sugeruje, że jego wpływ na przyrost brył lodu jest mniejszy. Wartości mediany wahają się od $4,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do $6,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ w najbardziej ekstremalnych przypadkach (rycina 66). Podsumowując, powstanie szczególnie groźnych burz gradowych, przynoszących opady gradu o średnicy przekraczającej 4 cm wiąże się z dużymi zmianami prędkości wiatru w pionie.



Rycina 66. Pionowy uskoku wiatru w warstwie 0-1 km nad poziomem gruntu (0-1 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu. Na wykresie oznaczono 10, 25, 75 i 90 percentyl oraz medianę. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Jak wskazuje opracowanie Púčika i in. (2013) w prognozowaniu szczególnie groźnych zjawisk gradowych dobrze sprawdza się kombinacja wskaźników 0-6 km wind shear (uskoku wiatru w warstwie 0-6 km) i *MUCAPE*. Wartości wymienionych dwóch najważniejszych parametrów w czasie ekstremalnych opadów gradu naniesiono na wykres punktowy (rycina 67). Wynika z niego, że burze gradowe mogą występować zarówno przy intensywnej równowadze chwiejnej atmosfery ($MUCAPE > 2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$) i jednoczesnym niewielkim pionowym uskoku wiatru (wartości $DLS < 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) oraz przy bardzo wysokich wartościach DLS ($> 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) z niskim $MUCAPE$ ($< 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$). Przy wysokich wartościach wskaźnika CAPE, oznaczających silnie rozwiniętą chwiejną stratyfikację atmosfery, istnieją duże szanse na powstanie znacznie rozbudowanej w pionie chmury *Cb* z silnymi prądami wstępującymi. Dzięki temu gradziny będą miały większe szanse osiągnąć rozmiary na tyle duże by dotrzeć do powierzchni ziemi. Z kolei przy znacznym pionowym uskoku wiatru wzrasta czas trwania burzy, a jej struktura pozwala na powstanie wielu cykli opadania i wznoszenia bryłek lodu. Tego typu mechanizm opisywał Browning i in. (1976) analizując wielokomórkowe burze z opadami gradu nawiedzające Stany Zjednoczone. Większość przypadków gradu powstaje przy uskoku wiatru nieprzekraczającym $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ i $MUCAPE$ w granicach $1000\text{-}2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, co wskazuje głównie na burze wielokomórkowe. Z kolei biorąc pod uwagę rozmiar gradzin, opady o średnicy przekraczającej 6 cm pojawiają się częściej gdy wartości $MUCAPE$ sięgają $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ oraz gdy wzrastają prędkości

pionowego uskoku wiatru. Opady o rozmiarach gradzin od 2 do blisko 4 cm pojawiają się z kolei najczęściej przy niższych wartościach *MUCAPE* i silnym uskoku wiatru, co może sugerować ich związek ze strukturami wielokomórkowymi (rycina 67).



Rycina 67. Wartości pionowego uskoku wiatru w warstwie 0-6km (0-6 km shear) i CAPE dla najbardziej chwiejnej cząstki (MUCAPE) dla ekstremalnych opadów gradu o różnej średnicy gradzin. Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Wszystkie parametry pochodzące z sondaży aerologicznych i przeanalizowane w niniejszej pracy zamieszczono w poniższej tabeli. Dane pogrupowano ze względu na rozmiar gradzin dzieląc je na te o średnicy od 2 do 4 cm (ang. *severe hailstorms*) oraz groźniejsze przypadki, których średnica przekroczyła 4 cm(ang. *extremely severe hailstorms*). Dla każdego przedziału wielkości podano wartość dolnego i górnego kwartyla. Kolejność zamieszczonych w tabeli parametrów odpowiada kolejności omawiania ich w pracy (tabela 6).

Tabela 6. Wartości dolnego i górnego kwartyła parametrów pochodzących z sondazy aerologicznych dla ekstremalnych opadów gradu o rozmiarach 2-4 cm i powyżej 4 cm.

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z Uniwersytetu Wyoming.

Parametr	25-ty percentyl		75-ty percentyl	
	średnica 2-4 cm	średnica ≥4 cm	średnica 2-4 cm	średnica ≥4 cm
0-1 km Lapse Rate	7,9	8,2	11	10,3
2-4 km Lapse Rate	6,1	6,1	7	7,4
MULCL	870	878,3	1532,5	1593,3
MULFC	1000	1059,2	2030	2236,7
EL	7947,5	9780,8	10920	11514,2
Izoterma 0°C	2415	2938,3	3365	3652,5
MUCAPE	390	665	1140	1622,5
MLCAPE	70	186,7	477,5	733,3
Lifted Index	-4	-5,3	-1,5	-2,7
Average mixing ratio 500m	7,6	9,5	10,9	11,8
PW	21	24,2	30,4	32,3
MUCIN	-30	-43,3	0	0
0-6 Wind shear	9,5	12,2	18,4	20,8
0-3 Wind shear	7,3	9,6	13	16,7
0-1 Wind shear	3,4	4,3	7,6	7,8

Podsumowując, w środkowej Europie opady gradu o średnicy 2 - 4 cm wiążą się z:

- niewielką wysokością poziomu kondensacji i swobodnej konwekcji oraz mało rozwiniętą w pionie chmurą *Cb*,
- niewielką chwiejnością atmosfery wyrażoną poprzez niski *CAPE*,
- większym pionowym uskokiem wiatru w dolnym 1 km troposfery,
- małą zawartością wilgoci w dolnej troposferze, oraz w całym jej przekroju,
- niewielkimi wartościami *CIN* (mediana bliska $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$).

Z kolei warunki panujące w czasie opadów gradu o średnicy przekraczającej 4 cm charakteryzują się:

- znaczną miąższością chmury *Cb*, szczególnie ponad poziomem zamarzania,
- silną chwiejnością atmosfery z intensywnymi prądami wstępującymi ($MUCAPE > 1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ i $LI > -4^\circ\text{C}$),
- dużym pionowym uskokiem wiatru szczególnie w warstwie od 0-6 km n.p.g. (ponad $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),
- dużą zawartością wilgoci w całym przekroju troposfery,
- rosnącymi wartościami *CIN* (z medianą sięgającą $-20 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$).

Na podstawie przeprowadzonej analizy danych pochodzących z radiosondaży można stwierdzić, że tego typu podejście badawcze uszczegóławia opis warunków panujących w czasie dni z gradem. Pozwala ono dostrzec różnice pomiędzy opadami gradu o różnej intensywności oraz prześledzić procesy zachodzące wówczas w pionowym przekroju troposfery na niewielkim obszarze. Czyni to analizę bardziej precyzyjną i adekwatną dla zjawisk ekstremalnych o tak niewielkim zasięgu czasowym i przestrzennym.

4 DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Główną motywacją do podjęcia przedstawionych w tej pracy badań było uzupełnienie stanu wiedzy na temat zjawiska bardzo rzadko badanego w środkowej Europie, jakim są opady gradu, mając jednocześnie na uwadze to, jak ogromne starty i zniszczenia to zjawisko może wywołać. Dzięki przeprowadzonym badaniom i analizom zrealizowano wszystkie cele badawcze postawione we wstępie pracy, a najważniejsze spostrzeżenia oraz ich dyskusja są przedstawione poniżej.

Mimo iż badane zjawisko pojawia się sporadycznie i lokalnie, wykorzystanie różnorodnych danych pozwoliło dość dokładnie ustalić warunki synoptyczne panujące w czasie opadów gradu oraz wyznaczyć liczne cechy charakterystyczne czasowego i przestrzennego rozkładu ich występowania.

Z badań wynika, że opady gradu najczęściej obserwowano w maju. Około 65% dni z gradem zanotowanych na stacjach meteorologicznych przypadła na pierwszą połowę ciepłego sezonu (kwiecień-czerwiec), co ustalono już wcześniej dla obszaru Polski (Bielec-Bąkowska, 2010; Koźmiński, 1968). Natomiast wg raportów obserwatorów gradowych w latach 2008-2012 maksimum ekstremalnych opadów gradu przypadło na miesiące od maja do sierpnia, czyli okres, w którym są największe szanse na rozwój silnej równowagi chwiejnej związanej najczęściej z nagrzewaniem się lądu. Podobny rozkład czasowy występowania gradu zaobserwowano na obszarze Polski w latach 1960. (Koźmiński, 1968; Zinkiewicz i Michna, 1955) oraz w innych częściach Europy (Tuovinen i in., 2009; Simeonov i Georgiev, 2003), ale także w odległych regionach jak Chiny (Zhang i in., 2008) czy Stany Zjednoczone (Changnon i in., 2009).

Ekstremalne opady gradu pojawiają się najczęściej w godzinach popołudniowych między 14:00 a 18:00, co pokrywa się z aktywnością konwekcyjną w ciągu dnia. Ponadto rozmiar gradzin wzrasta w okresie tuż po najsilniejszej radiacji (tj. 15:00-17:00). Podobne obserwacje poczynili Koźmiński (1968), oraz Zinkiewicz i Michna (1955). Pokrywa się to także z ustaleniami Changnona i in. (2009), Simeonova i Georgieva (2003), czy Tuovinena i in. (2009).

Rozkład przestrzenny częstości opadów gradu w środkowej Europie uzależniony jest nie tylko od cech klimatu danego miejsca, ale także od rzeźby terenu i układu dolin rzecznych. Opady gradu obserwowano zatem najmniej licznie w nizinnej północnej części

środkowej Europy, gdzie klimat jest łagodzony przez rozległy basen Morza Bałtyckiego i Północnego. Morskość klimatu w tej części obszaru badań nie sprzyja powstawaniu wyraźnych kontrastów termicznych skutkujących rozwojem silnej konwekcji. Okazję do powstania rozwiniętej chwiejnej stratyfikacji stwarzają natomiast wędrujące nad tym obszarem centra układów barycznych z frontami atmosferycznymi.

Opady gradu najczęściej pojawiają się w wyżynno-górskiej części południowo-zachodnich Niemiec i Polski. Podobnie rozmieszczone są ekstremalne opady gradu. Jednak porównując częstość opadów gradu rejestrowanych na stacjach pomiarowo-obszernacyjnych (rycina 7) z danymi pochodzącymi od obserwatorów gradowych (rycina 38) zauważono różnice. Po pierwsze, na stacjach meteorologicznych w Polsce notowano o wiele więcej przypadków gradu niż na terenie Niemiec, zwłaszcza na obszarach nizinnych. Odwrotny rozkład liczebności przypadków gradu (więcej na terenie Niemiec) stwierdzono na podstawie danych z bazy *ESWD*, pochodzących od obserwatorów gradowych. Szczególnie duże różnice w zależności od wykorzystanego źródła danych dostrzeżono w rozkładzie przestrzennym opadów gradu dla poszczególnych miesięcy. Dla przykładu na polskich stacjach meteorologicznych rejestrowano wyjątkowo dużo opadów gradu w kwietniu (rycina 8), podczas gdy zjawisko to było sporadycznie rejestrowane w tym miesiącu przez polskich obserwatorów gradowych (rycina 31). Prawdopodobną przyczyną wspomnianych różnic jest obniżona reprezentatywność danych pochodzących z polskiej sieci pomiarowo-obszernacyjnej. Najprawdopodobniej wiele rejestrowanych przypadków gradu było mylone z podobnym opadem lodowym o mniejszej średnicy, czyli krupą śnieżną. Natomiast większa liczba ekstremalnych przypadków gradu notowanych w Niemczech, niż w Polsce obecna w bazie *ESWD* może świadczyć o większej aktywności niemieckich obserwatorów gradowych. Przedstawione powyżej uwagi na temat jakości dostępnych danych mają istotne znaczenie w dyskusji wyników dotyczących przestrzennego rozkładu występowania opadów gradu w środkowej Europie i skłaniają do ich ostrożnej interpretacji. Brak homogeniczności lub niekompletność danych dotyczących opadów gradu ma natomiast niewielki wpływ na jakość wyników dotyczących synoptycznych warunków występowania opadów gradu.

Na mapie regionów gradowych wydzielonych dla środkowej Europy widoczny jest związek pomiędzy rzeźbą terenu a częstością występowania gradu. Zdaniem Kunza i Puskeilera (2010) oraz Kalthoffa i in. (2009), którzy analizowali występowanie gradu

w rejonie Bawarii, przyczyną takiego wzrostu częstości zjawisk konwekcyjnych w obszarze o urozmaiconej rzeźbie jest nierównomierne nagrzewanie się podłoża i powstawanie stref zbieżności. Nierówności podłoża wzmagają także tarcie powietrza i powodują wymuszenie konwekcji dynamicznej. Ponadto znaczna wysokość nad poziomem morza sprawia, że powstały grad ma większe szanse dotrzeć do powierzchni ziemi w pierwotnej postaci i nie ulegnie roztopieniu lub zmniejszeniu w czasie długiej wędrówki przez warstwy powietrza poniżej chmury *Cb* (Changnon, 1977).

Wpływ rzeźby na częstość gradu w Polsce zauważyli już w latach 60. Koźmiński (1964, 1968) oraz Zinkiewicz i Michna (1955). Podobne warunki fizjograficzne sprzyjały częstszemu pojawianiu się opadów gradu w zachodniej Serbii (Ćurić i Janc, 1992), na Wielkich Równinach Amerykańskich i u podnóża Appalachów (Changnon, 1970), oraz na zachodzie Chin (Zhang i in., 2008). Z kolei wyjaśnieniem dla znacznej częstości burz gradowych we wschodniej Polsce może być rosnący kontynentalizm klimatu sprzyjający frontogenezie w strefie ścierania się mas powietrza morskiego i kontynentalnego. Podobną przyczynę sugerował Siuotas i in. (2009), szukając wyjaśnienia dla dużej intensywności gradu w północnej Grecji.

Zależność częstości występowania opadów gradu od rzeźby i pokrycia terenu wyraża się także w przebiegu szlaków gradowych w środkowej Europie, wyznaczonych w niniejszym opracowaniu. Burze gradowe przemieszczają się zazwyczaj w obrębie dolin śródgórskich, u podnóża stoków a także wzdłuż obniżen terenu w dolinach rzecznych. Najbardziej aktywny szlak wędrówki komórek burzowych przebiega wzdłuż granicy między niziną częścią północnych Niemiec a wyżynami w obrębie Średniogórza Niemieckiego oraz wzdłuż górnego i środkowego biegu Wisły. Oprócz większej częstości gradu, w obrębie wyznaczonych szlaków dużo częściej też notowane są gradziny o rozmiarach przekraczających 6 cm średnicy. Tego rodzaju analizy w szerszej skali przestrzennej nie były dotychczas prowadzone w tej części Europy, jednakże jak wskazuje Changnon (1977) podobne czynniki fizjograficzne ujawniają się w przebiegu szlaków gradowych na terenie Stanów Zjednoczonych, a ich wyznaczenie zdaniem autora może okazać się pomocne w prognozowaniu tras przemieszczania się tego zjawiska i tym samym pozwoli bardziej precyzyjnie określić obszar objęty ostrzeżeniami meteorologicznymi.

W czasie większości ekstremalnych burz gradowych (86% przypadków) notowano gradziny o rozmiarach od 2 do 5 cm średnicy. Podobnie jak w innych częściach Europy

rekordowe przypadki (nawet do 10 cm średnicy) pojawiały się sporadycznie i związane były zazwyczaj z burzami superkomórkowymi (Groenemeijer i van Delden, 2007; Tuovinen i in., 2009). Jak wspomniano wcześniej największe rozmiary gradzin (ponad 6 cm średnicy) notowane były w obrębie dwóch najbardziej aktywnych szlaków gradowych. Nie oznacza to jednak, że tylko w tych miejscach mogą się one pojawiać. Szczególnie groźne burze gradowe nawiedzały także południową, wyżynno-górską część Niemiec (gradziny o ponad 4 cm średnicy), pas wysoczyzn morenowych z Pojezierzem Pomorskim i Mazurskim w północnej Polsce oraz doliny rzeczne dużych cieków.

Obserwując wyraźne różnice w rozkładzie czasowym i przestrzennym opadów gradu w zależności od wykorzystanych danych i ich jakości, można przypuszczać, że obserwacje prowadzone jedynie w obrębie stacji meteorologicznych nie dają pełnego obrazu zjawiska o tak lokalnym charakterze, na co zwracano uwagę we także we wcześniejszych opracowaniach (Dotzek i in., 2009; Groenemeijer i van Delden, 2007; Kunz i in., 2009; Púćik i in., 2013; Tuovinen i in., 2009).

Jak wynika z analizy warunków cyrkulacyjnych panujących nad sektorem euroatlantyckim, występowaniu opadów gradu nad środkową Europą sprzyjają ujemne anomalie wartości ciśnienia na poziomie morza i obniżenie wysokości powierzchni barycznej 500 hPa nad centrum kontynentu europejskiego. W czasie dni z gradem dominował południowo-zachodni kierunek adwekcji mas powietrza a na północy i północnym zachodzie Atlantyku często formował się układ niskiego ciśnienia, który zmieniał swoje położenie i zasięg w zależności od analizowanego regionu, ujawniając tym samym różnice w warunkach panujących w troposferze w czasie dni z gradem w poszczególnych częściach obszaru badań. Szczególnie wyróżniają się obszary o najbardziej urozmaiconej rzeźbie terenu, gdzie nie stwierdzono wyraźnie wykształconego układu barycznego w dniach opadów gradu, natomiast zaznaczają się silne kontrasty termiczne pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Europy, gdzie najprawdopodobniej dociera cieplejsza masa powietrza. W regionach nizinnych opadom gradu towarzyszy zwykle dobrze zarysowany układ niskiego ciśnienia na skraju Europy z silnymi ujemnymi anomaliami wartości ciśnienia i geopotencjału 500 hPa. Rozkład wartości temperatury (oraz ich anomalii) na poziomach 850 i 500 hPa sugeruje przemieszczanie się nad lądem w kierunku wschodnim frontu atmosferycznego. Jednocześnie wartości anomalii

temperatury w przypadku dni z gradem na obszarach nizinnych są o wiele większe niż w przypadku obszarów górskich.

Bardziej szczegółowa analiza ekstremalnych przypadków opadów gradu potwierdziła ogólne wyniki dotyczące warunków pojawiania się omawianego zjawiska uzyskane na podstawie danych z reanaliz. Ustalono, że ekstremalne burze gradowe, a zwłaszcza te o największym rozmiarze gradzin, najczęściej związane były z konwekcją powstałą na chłodnym froncie atmosferycznym lub na linii szkwału rozwijającej się przed tym frontem. Towarzystwo im zazwyczaj rozległa bruzda obniżonego ciśnienia rozciągająca się nad Oceanem Atlantyckim i na północy Europy. Wówczas nad obszar środkowej Europy docierały układy niskiego ciśnienia ze zjawiskami burzowymi. Liczną grupę stanowią też opady będące rezultatem zafalowania na linii frontu, powstałego na kontakcie zwrotnikowej i polarnej masy powietrza. Wymienione trzy sytuacje synoptyczne odpowiedzialne były za 90% wszystkich przypadków gradu o rozmiarze ponad 2 cm. Rozwój silnej chwiejności atmosfery był zazwyczaj rezultatem adwekcji ciepłego i wilgotnego powietrza z sektora południowo-zachodniego powodującej powstanie znacznych kontrastów termicznych i wilgotnościowych nad środkową Europą. W mniej licznych przypadkach powstawały wewnątrzmasowe burze gradowe rozwijające się na skutek silnego nagrzania lądu, szczególnie w obszarach o urozmaiconej rzeźbie terenu. Najbardziej ekstremalny grad formował się w sąsiedztwie ciepłego frontu atmosferycznego, gdzie warunki do silnej i wilgotnej konwekcji powstawać mogły na jego zapleczu w cieplejszej i zasobnej w parę wodną masie powietrza. W czasie większości odnotowanych przypadków burz gradowych nad Europą przebiegała fala obniżonego geopotencjału, która przyczyniała się do adwekcji ciepłego powietrza nad obszar środkowej Europy oraz sprzyjała tworzeniu się wspomnianych już pofalowanych frontów atmosferycznych lub układów niżowych.

Bardzo istotnych informacji na temat warunków panujących w troposferze w czasie ekstremalnych opadów gradu dostarczyła analiza sytuacji panującej wówczas w pionowym przekroju atmosfery. Wynika z niej, że w zależności od rozmiaru gradzin wartości wybranych parametrów pochodzących z pionowych sondaży atmosfery wyraźnie się różnią.

Występowanie opadów gradu silnie wiąże się z wartościami wskaźnika *CAPE* i *LI* opisujących chwiejność atmosfery w danym miejscu i czasie. Zatem im większa średnica gradzin tym większe wartości obydwu wskaźników. Opady gradu o średnicy przekraczającej

6 cm pojawiają się zazwyczaj, gdy wartość $MUCAPE$ przekracza $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ a $Lifted Index$ spada poniżej -4°C . Takie wartości obydwu wskaźników notowane na obszarze Holandii, zdaniem Groenemeijera i van Deldena (2007), sprzyjają pojawianiu się gradu o średnicy przekraczającej 3 cm, ponieważ wymagają one zarówno znacznej chwiejności atmosfery jak i silnych prądów konwekcyjnych pozwalających na utrzymanie gradziny w chmurze Cb . Natomiast opady gradu niewielkich rozmiarów związane są zazwyczaj z mniejszą chwiejnością atmosfery i mniej intensywnymi prądami. Jednocześnie należy podkreślić, że nie zawsze wystąpienie opadów gradu musi się wiązać ze znacznymi wartościami $CAPE$, który może wynosić nawet około $100 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Groenemeijer i van Delden, 2007; Púčik i in., 2013). W sytuacjach niskiego $CAPE$ wzrasta bowiem rola pionowego uskoku wiatru, na co zwracali już uwagę Púčik i in. (2013). Uzyskane wyniki obydwu parametrów są niższe od wartości rejestrowanych dla burz gradowych w Stanach Zjednoczonych (Craven i Brooks, 2004), gdzie dla przykładu ilość $CAPE$ znacznie przekracza $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ nawet w przypadkach niewielkiego gradu. Jednocześnie tak wysokie wartości $CAPE$ można wiązać ze znacznie cieplejszym klimatem oraz silniejszym kontynentalizmem szczególnie w centralnej części USA. Natomiast wyniki uzyskane w tej pracy w pewnym stopniu pokrywają się ze spostrzeżeniami Parfiniewicza i in. (2009) czy Kunza i in. (2009), którzy dostrzegli podobną zależność dla obszaru Polski i Niemiec, podkreślając jednocześnie większy wpływ orografii na pojawianie się tego typu zjawisk. Ponadto szczególnie duży grad w ciepłym sezonie powstaje w sytuacjach, gdy pionowy uskok wiatru przekracza $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wówczas wzrasta szansa na rozwój długotrwałych i zorganizowanych burz wielokomórkowych, lub – w mniej licznych przypadkach – superkomórek (gdy DLS przekroczy $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), co jest szczególnie widoczne dla gradzin o średnicy ponad 6 cm. Stwierdzono zatem, że wskaźniki opisujące zmiany prędkości wiatru w pionie okazują się być szczególnie przydatne przy określaniu szans na pojawienie się gradu o dużym rozmiarze. Kolejnym czynnikiem sprzyjającym powstawaniu szczególnie dużych gradzin jest znaczna zawartość wilgoci w troposferze. W innym opracowaniu Groenemeijer i van Delden (2007) dodatkowo zauważyli, że przy podobnej ilości $CAPE$ to właśnie zawartość wilgoci wyrażona, jako stosunek zmieszania w dolnym 1 km troposfery sprzyja wzrostowi rozmiaru gradzin. W przypadku gradu w środkowej Europie wartości mediany tego wskaźnika wahały się od 8 do $11 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Wartości pozostałych przeanalizowanych parametrów również wykazywały pewną zależność z intensywnością burz gradowych mierzoną rozmiarem gradzin, jednak ich użyteczność w oddzielaniu burz gradowych od innych ekstremalnych zjawisk nie została potwierdzona. Ustalono, że kondensacja pary wodnej w czasie dni z gradem rozpoczynać się może od wysokości ok. 600 m n.p.g. do nawet 2100 m n.p.g., jednak wysokość poziomu kondensacji nie wpływa na rozmiar gradzin. Dostrzeżono, że w czasie ekstremalnych opadów gradu różnice pomiędzy poziomem kondensacji i poziomem swobodnej konwekcji są stosunkowo niewielkie i maleją wraz ze wzrostem rozmiaru gradzin. Tymczasem bardzo wyraźne rozróżnienie pomiędzy przypadkami niewielkiego gradu a tymi o największej średnicy ukazały wartości poziomu równowagi, które wahały się od 8000 m n.p.g. w przypadku niewielkich gradzin do 12000 m n.p.g. dla szczególnie dużych gradzin. Parametr ten oddaje wysokość wierzchołka chmury *Cb*. Uzyskane rezultaty pokrywają się ze spostrzeżeniami Groenemeijera i van Deldena (2007). Dodatkowo w silnie wypiętrzonych chmurach burzowych o wiele większą miąższość osiąga najchłodniejsza warstwa, w której następuje przyrost gradzin. W omawianych przypadkach wysokość izotermy 0°C sięgała od 2400 do 3800 m n.p.g. i wzrastała proporcjonalnie do średnicy gradzin, przez co miąższość chmury powyżej tego poziomu osiągała niekiedy nawet 8 km. Wypiętrzona chmura *Cb* jest także wynikiem istnienia silnych prądów wstępujących, które pozwalają na utrzymanie rozwijających się w niej gradzin.

Uzyskane wyniki wprawdzie nie określają precyzyjnie sytuacji, w których zawsze pojawiają się opady gradu, niemniej jednak sygnalizują duże prawdopodobieństwo jego wystąpienia. Szerokie przedziały wartości wszystkich parametrów sugerują, że warunki w czasie ekstremalnych opadów gradu mogą być różnorodne. Wartości parametrów wpływają na intensywność zjawiska wyrażoną rozmiarem gradzin.

W niniejszej pracy poddano analizie tylko przypadki opadów gradu i nie porównywano warunków panujących wówczas z warunkami wystąpienia innych ekstremalnych zjawisk pogodowych jak to uczynili np.: Groenemeijer i van Delden (2007). Określenie pewnych przedziałów wartości różnych wskaźników w czasie dni z gradem lub wyznaczenie sytuacji synoptycznych im sprzyjających ma za zadanie – podobnie, jak w przypadku innych zjawisk ekstremalnych – przede wszystkim zasygnalizować, że w danych okolicznościach istnieje szansa na pojawienie się niebezpiecznego zdarzenia

pogodowego, natomiast dokładne prognozowanie jego intensywności oraz miejsca i czasu wystąpienia jest kwestią dalszych wnikliwych analiz synoptyka.

Reasumując, stwierdzono istnienie wielu cech charakterystycznych warunków synoptycznych panujących w czasie dni z gradem w środkowej Europie. Zjawiska ekstremalne są lokalne i krótkotrwałe, stąd też przy małej gęstości sieci pomiarowo-obszaryjnej odnotowywany jest zaledwie niewielki ich procent. W dalszych badaniach nad ekstremalnymi opadami gradu należałoby więc opierać się nie tylko na danych pozyskiwanych na stacjach pomiarowo-obszaryjnych, ale uzupełniać je informacjami pochodzącymi od obserwatorów gradowych poddanych weryfikacji. W ten sposób można uzyskać dokładniejszy obraz czasoprzestrzennej zmienności tych zjawisk, co potwierdzają prace m.in. Dotzeka i in. (2009), Groenemeijera i van Delden (2007) czy Taszarka i Kolendowicza (2013), a także niniejsze opracowanie. Ponadto, dalsze prace nad prognozowaniem wystąpienia zjawisk gradowych powinny dążyć do konstruowania kompozytowych wskaźników opartych na parametrach z radiosondaży czy danych radarowych wyliczających prawdopodobieństwo pojawienia się gradu w danym miejscu. Badania przedstawione w niniejszej pracy są więc przyczynkiem do dalszych prac, niepodjęmowanych dotąd w Polsce, ale coraz częściej prowadzonych w Europie. Ich celem powinno być usprawnienie prognozowania badanego zjawiska, dzięki czemu istniałaby szansa na formułowanie ostrzeżeń i redukcję szkód wywołanych przez niespodziewane burze gradowe.

LITERATURA

- American Meteorological Society, 2013: "hail." Glossary of Meteorology. [[http://glossary.ametsoc.org/wiki/"](http://glossary.ametsoc.org/wiki/)hail"]
- Arbabi, A. (2011). Cluster-based method for understanding the climactic diversity of Iran. *African Journal of Agricultural Research*, 6(31), strony 6525–6529.
- Bednorz, E. (2008). Synoptic reasons for heavy snowfalls in the Polish-German lowlands. *Theoretical and Applied Climatology*, 92, strony 133–140.
- Bielec-Bąkowska, Z. (2010). Występowanie gradów w Polsce w świetle cyrkulacji atmosfery (1966-2006). W: T. Ciupa i R. Suligowski, *Woda w badaniach geograficznych* (strony 359-374). Kielce.
- Bissolli, P., Grieser, J., Dotzek, N. i Welsch, M. (2007). Tornadoes in Germany 1950 - 2003 and their relation to particular weather conditions. *Global and Planetary Change*, 57, strony 124-138.
- Browning, K. A., Fankhauser, J. C., Chalon, J.-P., Eccles, P. J., Strauch, R. G., Merrem, F. H. i inni. (1976). Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Monthly Weather Review*, 104, strony 603-610.
- Changnon, S. (1970). Hailstreaks. *Journal of the atmospheric sciences*, 27, strony 109-125.
- Changnon, S. A. (1977). The Scales of Hail. *Journal of Applied Meteorology*, 16, strony 626-648.
- Changnon, S., Changnon, D. i Hilberg, S. (2009). Hailstorms across the nation. An atlas about hail and its damages. strony 1-92.
- Chernikov, A. A., Melnichuk, Y. V. i Zaitseva, N. A. (2009). Scientific weather modifications. W G. G.V., *Environmental structure and function: Climate System vol. 1. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*. Oxford, UK: Eolss Publishers.
- Craven, J. i Brooks, H. (2004). Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. . *National Weather Digest*, 28, strony 13-24.
- Ćurić, M. i Janc, D. (1992). Mountain influence on the areal characteristics of types of convective precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 45, strony 71-76.
- Dotzek, N., Groenemeijer, P., Feuerstein, B. i Holzer, A. M. (2009). Overview of ESSL's severe convective storms research using the European Severe Weather Database ESWD. *Atmospheric Research*, 93, strony 575–586.
- Groenemeijer, P. i van Delden, A. (2007). Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in The Netherlands. *Atmospheric Research*, 83, strony 473-487.
- Haman, K. (1966). Graficzny sposób obliczania profili prędkości prądów pionowych i jego zastosowanie do prognozy gradu. *Przegląd Geofizyczny*, 11 (2).
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L. i inni. (1996). The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorological Society* 77, strony 437-471.
- Kalthoff, N., Adler, B., Barthlott, C., Corsmeier, U., Mobbs, S., Crewell, S. i inni. (2009). The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmospheric Research*(93), strony 680–694.

- Kapsch, M.-L., Kunz, M., Vitolo, R. i Economou, T. (2012). Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research*, 117, doi:10.1029/2011JD017185.
- Kolendowicz, L. (2006). The influence of synoptic situations on the occurrence of days with thunderstorms during a year in the territory of Poland. *International Journal of Climatology*, 26 (13), strony 1803–1820.
- Kotinis-Zambakas, S. (1988). Average spatial patterns of hail days in Greece. *Journal of Climate*, 2(5), strony 508-512.
- Koźmiński, C. (1964). Geograficzne rozmieszczenie większych burz gradowych zanotowanych na obszarze Polski w latach 1946-1956. *Przegląd Geograficzny*, 36(1), strony 87-102.
- Koźmiński, C. (1965). Próba wydzielenia obszarów źródłowych tworzenia się termicznych burz gradowych na terenie woj. kieleckiego. *Przegląd Geograficzny*, 37(3), strony 521-531.
- Koźmiński, C. (1968). Studia nad opadami gradu i wyrządzanymi przez nie szkodami w zbożach na terenie Wyżyny Małopolskiej. strony 1-65.
- Kunz, M. i Puskeiler, M. (2010). High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteorologische Zeitschrift*, 19 (5), strony 427-439.
- Kunz, M., Sander, J. i Kottmeier, C. (2009). Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *International Journal of Climatology*, 29, strony 2283-2297.
- Leigh, R. (2007). Hail storm—one of the costliest natural hazards. *Coastal Cities Natural Disasters Conference*. Sydney.
- López, L., Marcos, J. L., Sánchez, J. L., Castro, A. i Fraile, R. (2001). CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. *Atmospheric Research*, 56 (1-4), strony 147–160.
- Makowski, J. (2006). *Geografia fizyczna świata*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Malinowska, M. (2011). Variability of chosen instability indices in Poland in XXI century. *Prace i Studia Geograficzne*, strony 97-107.
- Mapy i Atlasy, Europa. Mapa ogólnogeograficzna, dostęp: 12.05.2014, <http://mapy.net.pl/userdata/gfx/b87691635c9c86a1711634c0a9781ae0.jpg>
- Martyn, D. (1985). *Klimaty kuli ziemskiej*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Modarres, R. (2006). Regional precipitation climates of Iran. *Journal of Hydrology*, 45(1), strony 13–27.
- Niall, S. i Walsh, K. (2005). The impact of climate change on hailstorms in Southeastern Australia. *International Journal of Climatology*, 25, strony 1933-1952.
- Niedźwiedz, T. (2013). Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej — zbiór komputerowy. Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec. . Pobrano z lokalizacji Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec.
- Ostrowski, K. (2008). *Generator diagramu Skew-T i Stuve*. Pobrano z lokalizacji www.lowcyburz.pl
- Parfiniewicz, J., Barański, P. i Gajda, W. (2009). Preliminary Analysis of Dynamic Evolution and Lightning Activity Associated with Supercell Event: Case Story of the Severe Storm with Tornado and Two Heavy Hail Gushes in Poland on 20 July 2007. *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences*, D-73 (412), strony 65-88.

- Potvin, C., Elmore, K. i Weiss, S. (2010). Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments. . *Weather Forecasting* 25, strony 921–930.
- Púčik, T., Kolář, M. i Rýva, D. (2013). Sounding-derived parameters and their ability to forecast individual severe weather threats for the region of central Europe. *7th European Conference on Severe Storms*. Helsinki.
- Rosinski, J. i Kerrigan, T. C. (1969). The role of aerosol particles in the formation of raindrops and hailstones in severe thunderstorms . *Journal of the atmospheric sciences*, 26, strony 695–715.
- Siedlecki, M. (2009). Selected instability indices in Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, strony 85-94.
- Simeonov , P. i Georgiev , C. (2003). Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999-2001 period: synoptic- and meso-scale factors for generation. *Atmospheric Research*, 67 – 68, strony 629 – 643.
- Sioutas , M., Meaden, T. i Webb, J. D. (2009). Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmospheric Research*, 93(1-3), strony 526–533.
- Sioutas, M. i Flocas, H. (2003). Hailstorms in Northern Greece: Synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theoretical and Applied Climatology*, 75, strony 189-202 .
- Sioutas, M. V. (2009). Hail frequency and intensity in northern Greece. *Atmospheric Research*, 93, strony 526-533.
- Suwała, K. (2013). The influence of atmospheric circulation on the occurrence of hail in the North German Lowlands. *Theoretical and Applied Climatology*, 112(3-4), strony 363-373.
- Suwała, K. i Bednorz, E. (2013). Climatology of hail in central Europe. . *Quaestiones Geographicae* 32(3), strony 110-120.
- Svabik, O. (1989). Review of meteorological aspects on hail defense activities in Austria. *Theoretical and Applied Climatology* 40:4, 247-254.
- Taszarek, M. i Kolendowicz, L. (2013). Sounding-derived parameters associated with tornado occurrence in Poland and Universal Tornadic Index. *Atmospheric Research*, 134, strony 186–197.
- The Tornado & Storm Research Organisation, Hail Scale, dostęp: 24.03.2014, <http://www.torro.org.uk/site/hscale.php>
- Tuovinen , J.-P. i Schultz, D. (2009). Building a database of severe weather phenomena: Severe hail in Finland. *5th Conference on Severe Storms*, (strony 315-316). Landshut, Germany.
- Tuovinen, J.-P., Punkka, A.-J., Rauhala, J., Hohti , H. i Schultz , D. (2009). Climatology of Severe Hail in Finland: 1930–2006. *Monthly Weather Review*, 137(7), strony 2238-2249.
- Twardosz, R., Niedźwiedź, T. i Łupikasza, E. (2010). Burze w Krakowie i ich uwarunkowania cyrkulacyjne. W: R. Ciupa i T. Suligowski, *Woda w badaniach geograficznych* (strony 303 – 313). Kielce: Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego.
- Ward, J. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58, strony 236-244.
- Weather-Climate: Exam 1 “hail”. Portal Quizlet.com, dostęp: 12.05.2014, <http://quizlet.com/12522132/weather-climate-exam-1-flash-cards/alphabetical>

- Wibig, J. i Siedlecki, M. (2007). Przestrzenny i czasowy rozkład zawartości wody opadowej w atmosferze nad Europę (1958-2005). W: K. Piotrowicz i R. Twardosz, *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych* (strony 195-204). Kraków: IGI DP UJ.
- Woś, A. (2010). *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Xie, B., Zhang, Q. i Wang, Y. (2010). Observed Characteristics of Hail Size in Four Regions in China during 1980–2005. *Journal of Climate*, 23, strony 4973–4982.
- Zhang, C., Zhang, Q. i Wang, Y. (2008). Climatology of hail in China:1961-2005. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, strony 795-804.
- Zinkiewicz, W. i Michna, E. (1955). Częstość występowania gradów w województwie lubelskim w zależności od warunków fizjograficznych. *Annales UMCS, Sectio B*, 10 (5), strony 223-300.

Rycina 1. Schemat powstawania opadów gradu.....	8
Rycina 2. Mapa fizyczna Europy Środkowej.	19
Rycina 3. Rozmieszczenie stacji pomiarowo-obszernych.....	20
Rycina 4. Podkłady kartograficzne dla rozkładu ciśnienia na poziomie morza i topografii barycznej 500 hPa (A) oraz dla rozkładu temperatury na poziomie 850 i 500 hPa (B).....	24
Rycina 5. Rozmieszczenie stacji aerologicznych wraz z ich zasięgiem o promieniu 200 km.....	26
Rycina 6. Zmienność czasowa liczby dni z gradem w latach 1966-2010 w środkowej Europie.....	30
Rycina 7. Liczba dni z gradem w wieloleciu 1966-2010.....	32
Rycina 8. Liczba dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu w latach 1966-2010.....	34
Rycina 9. Dendrogram grupowania stacji metodą Warda.....	36
Rycina 10. Regiony gradowe w środkowej Europie – grupy stacji o podobnym rozkładzie czasowym i liczebności przypadków opadów gradu..	37
Rycina 11. Procentowy udział dni z gradem w miesiącach ciepłego sezonu dla poszczególnych regionów.	38
Rycina 12. Regiony gradowe w środkowej Europie wyznaczone na podstawie miesiąca o największej częstotliwości opadów gradu w każdej stacji.....	40
Rycina 13. Średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw) od kwietnia do września w latach 1966-2010.	42
Rycina 14. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).	44
Rycina 15. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 1 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	46
Rycina 16. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 1 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).	47
Rycina 17. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 2 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	49
Rycina 18. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 2 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).	50
Rycina 19. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie	

ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 3 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	52
Rycina 20. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 3 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	53
Rycina 21. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 4 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	54
Rycina 22. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 4 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	55
Rycina 23. A - średnie ciśnienie na poziomie morza (linie ciągłe) i średnia wysokość powierzchni izobarycznej 500 hPa (skala barw); B – anomalie ciśnienia na poziomie morza (linie ciągłe) i wysokości powierzchni barycznej 500 hPa (skala barw) dla dni z gradem w regionie 5 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	57
Rycina 24. Średnie wartości temperatury na poziomie 850 hPa (A) i 500 hPa (B) wraz z mapami ich anomalii (prawa kolumna) dla dni z gradem w regionie 5 w latach 1966-2010 (od kwietnia do września).....	58
Rycina 25. Liczba przypadków gradu w latach 2008-2012 z podziałem na miesiące.....	60
Rycina 26. Maksymalny rozmiar gradzin w poszczególnych miesiącach i latach badanego okresu.....	61
Rycina 27. Liczba przypadków gradu w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu.....	62
Rycina 28. Procentowy udział opadów gradu o podanym rozmiarze gradzin.....	62
Rycina 29. Zmienność dobowa występowania opadów gradu z uwzględnieniem rozmiaru gradzin.....	63
Rycina 30. Zależność między rozmiarem gradzin a porą wystąpienia opadu.....	64
Rycina 31. Występowanie ekstremalnych opadów gradu w środkowej Europie w kwietniu (2008-2012).....	66
Rycina 32. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w maju (2008-2012).....	67
Rycina 33. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w czerwcu (2008-2012).....	68
Rycina 34. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w lipcu (2008-2012).....	69
Rycina 35. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie w sierpniu (2008-2012).....	70
Rycina 36. Występowanie opadów gradu w środkowej Europie we wrześniu (2008-2012).....	71
Rycina 37. Szlaki gradowe w środkowej Europie z podaną liczbą przypadków uczęszczania szlaków.....	72
Rycina 38. Rozmieszczenie przypadków gradu w zależności od rozmiaru gradzin.....	74
Rycina 39. Sytuacje synoptyczne związane z opadami gradu w środkowej Europie.....	75
Rycina 40. Częstość adwekcji mas powietrza z różnych kierunków w czasie dni z gradem.....	76

Rycina 41. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 11.09. 2011.	78
Rycina 42. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 11.09. 2011.	79
Rycina 43. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 5 lipca 2012.	80
Rycina 44. Dolna mapa synoptyczna (A) oraz model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 5.07.2012.	81
Rycina 45. Model GFS dla wilgotności względnej powietrza na poziomie 700 hPa (A), temperatury na poziomie 850 hPa (B) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (C) z godziny 12:00 UTC dla 5.07.2012.	82
Rycina 46. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 10.06.2010.	84
Rycina 47. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 10.06. 2010.	85
Rycina 48. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 24 kwietnia 2011.	86
Rycina 49. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 18:00 UTC dla 24.04.2011.	87
Rycina 50. Model GFS dla temperatury maksymalnej na wysokości 2m z ostatnich 6 godzin (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 18:00 UTC dla 24.04. 2011.	88
Rycina 51. Mapa rozmieszczenia przypadków gradu zanotowanych dnia 25 czerwca 2009.	89
Rycina 52. Dolna mapa synoptyczna (A), model GFS topografii barycznej 500 hPa (czarne linie), rozkładu ciśnienia na poziomie morza (białe linie) i grubość warstwy powietrza 500-1000 hPa (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 25.06.2009.	90
Rycina 53. Model GFS dla temperatury na poziomie 850 hPa (A) oraz Lifted Index (izolinie) i MLCAPE (skala barw) (B) z godziny 12:00 UTC dla 25.06.2009.	91
Rycina 54. Średni pionowy gradient temperatury z dolnego kilometra troposfery [$^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$] (0-1 km Lapse Rate) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu... ..	93
Rycina 55. Średni pionowy gradient temperatury z warstwy 2-4 km nad powierzchnią gruntu [$^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$] (2-4 km Lapse Rate) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu... ..	94
Rycina 56. Poziom kondensacji (lewy wykres) i poziom swobodnej konwekcji (prawy wykres) dla najbardziej niestabilnej cząstki [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu... ..	95
Rycina 57. Wysokość poziomu równowagi (EL) [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.. ..	96
Rycina 58. Wysokość izotermy 0°C [m] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu... ..	97

Rycina 59. Wskaźnik CAPE dla najbardziej chwiejnej cząstki (MUCAPE) (górna) i dla uśrednionej warstwy do wysokości 1 km (MLCAPE) (dolna) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.....	99
Rycina 60. Wyporność najbardziej niestabilnej cząstki (MULI) (A) oraz wartości Lifted Index dla dolnych 50 hPa (50-m.l.-LI) (B) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	101
Rycina 61. Średni stosunek zmieszania dla dolnych 500 metrów troposfery (Average Mixing Ratio 500m)dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	102
Rycina 62. Zawartość wody opadowej w troposferze [mm] dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	103
Rycina 63. Warstwa hamująca konwekcję dla najbardziej niestabilnej cząstki (MUCIN) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	104
Rycina 64. Pionowy uskok wiatru w warstwie 0-6 km nad poziomem gruntu (0-6 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	105
Rycina 65. Pionowy uskok wiatru w warstwie 0-3 km nad poziomem gruntu (0-3 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	106
Rycina 66. Pionowy uskok wiatru w warstwie 0-1 km nad poziomem gruntu (0-1 km shear) dla przypadków ekstremalnych opadów gradu.	107
Rycina 67. Wartości pionowego uskoku wiatru w warstwie 0-6km (0-6 km shear) i CAPE dla najbardziej chwiejnej cząstki (MUCAPE) dla ekstremalnych opadów gradu o różnej średnicy gradzin.	108

SPIS TABEL

Tabela 1. Wykaz rozmiarów gradzin wg TORRO Hailstorm Intensity Scale.	9
Tabela 2. Skala intensywności opadów gradu wg TORRO (tłumaczenie własne za Sioutas, 2009).	10
Tabela 3. Stacje aerologiczne wykorzystane w opracowaniu.....	28
Tabela 4. Występowanie opadów gradu w czasie ciepłego sezonu w latach 1966-2010.....	30
Tabela 5. Średnia roczna liczba dni z gradem w poszczególnych miesiącach ciepłego sezonu w wydzielonych regionach.	39
Tabela 6. Wartości dolnego i górnego kwartyla parametrów pochodzących z sondaży aerologicznych dla ekstremalnych opadów gradu o rozmiarach 2-4 cm i powyżej 4 cm.	109

Załącznik 1. Położenie geograficzne stacji uwzględnionych w opracowaniu.
Źródło: Opracowanie własne na podstawie WMO.

Lp.	Numer stacji WMO	Nazwa stacji	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	Wysokość [m n.p.m.]
POLSKA					
1	12100	Kołobrzeg	54° 11'N	15° 35'E	5
2	12235	Chojnice	53° 42'N	17° 33'E	177
3	12300	Gorzów Wielkopolski	52° 45'N	15° 17'E	73
4	12160	Elbląg	54° 10'N	19° 26'E	43
5	12310	Stubice	52° 21'N	14° 36'E	24
6	12435	Kalisz	51° 44'N	18° 05'E	144
7	12469	Sulejów	51° 21'N	19° 52'E	189
8	12497	Włodawa	51° 33'N	23° 32'E	179
9	12585	Sandomierz	50° 42'N	21° 43'E	218
10	12575	Tarnów	50° 02'N	20° 59'E	209
11	12530	Opole	50° 40'N	17° 58'E	178
12	12520	Kłodzko	50° 26'N	16° 37'E	357
13	12625	Zakopane	49° 18'N	19° 57'E	860
14	12195	Suwałki	54° 08'N	22° 57'E	184
15	12120	Łeba	54° 45'N	17° 32'E	2
16	12272	Olsztyn	53° 46'N	20° 25'E	133
17	12185	Kętrzyn	54° 04'N	21° 22'E	108
18	12205	Szczecin	53° 24'N	14° 37'E	1
19	12250	Toruń	53° 03'N	18° 35'E	69
20	12295	Białystok	53° 06'N	23° 10'E	148
21	12330	Poznań	52° 25'N	16° 51'E	83
22	12360	Płock	52° 35'N	19° 44'E	106
23	12375	Warszawa	52° 10'N	20° 58'E	106
24	12400	Zielona Góra	51° 56'N	15° 32'E	192
25	12425	Wrocław	51° 07'N	16° 53'E	122
26	12495	Lublin	51° 13'N	22° 24'E	238
27	12500	Jelenia Góra	50° 54'N	15° 48'E	342
28	12566	Krakowa	50° 05'N	19° 48'E	237
29	12570	Kielce	50° 49'N	20° 42'E	260
30	12580	Rzeszów	50° 06'N	22° 03'E	195
31	12560	Katowice	50° 14'N	19° 02'E	284
32	12345	Koło	52° 12'N	18° 40'E	117
NIEMCY					
1	10035	Schleswig	54° 32'N	09° 33'E	43
2	10393	Lindenberg	52° 13'N	14° 07'E	112
3	10091	Arkona	54° 40'N	13° 26'E	42
4	10131	Cuxhaven	53° 52'N	08° 42'E	5
5	10147	Hamburg	53° 38'N	09° 59'E	11
6	10162	Schwerin	53° 38'N	11° 23'E	59
7	10170	Rostock	54° 10'N	12° 04'E	4
8	10338	Hannover	52° 27'N	09° 40'E	55
9	10361	Magdeburg	52° 06'N	11° 35'E	76
10	10499	Görlitz	51° 09'N	14° 57'E	238
11	10505	Aachen	50° 47'N	06° 01'E	231
12	10554	Erfurt	50° 59'N	10° 57'E	316
13	10609	Trier	49° 44'N	06° 39'E	265
14	10637	Frankfurt n. Menem	50° 02'N	08° 35'E	112
15	10655	Würzburg	49° 46'N	09° 57'E	268
16	10675	Bamberg	49° 52'N	10° 55'E	240
17	10685	Hof	50° 18'N	11° 52'E	565
18	10776	Regensburg	49° 02'N	12° 06'E	365
19	10852	Augsburg	48° 25'N	10° 56'E	461
20	10908	Feldberg	47° 52'N	08° 00'E	1489
21	10948	Oberstdorf	47° 23'N	10° 16'E	806

22	10291	Angermünde	53°02'N	14°00'E	55
23	10496	Cottbus	51° 47'N	14° 19'E	69
24	10815	Freudenstadt	48° 27'N	08° 25'E	801
25	10438	Kassel	51° 18'N	09° 27'E	233
26	10729	Mannheim	49° 31'N	08° 33'E	100
27	10264	Marnitz	53° 19'N	11° 56'E	87
28	10742	Öhringen	49° 13'N	09° 31'E	277
29	10430	Lippspringe	51° 47'N	08° 50'E	158
30	10980	Wendelstein	47° 42'N	12° 01'E	1835
31	10688	Weiden	49° 40'N	12° 11'E	439
32	10836	Stötten	48° 40'N	09° 52'E	737
33	10224	Bremen	53° 03'N	08° 48'E	5
