

**UNIVERZITA KARLOVA**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Aplikovaná geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



**Miloslav Staněk**

**Větrné bouře typu derecho**

Derecho windstorms

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2022

## **Zadání bakalářské práce**

### **Název práce**

Větrné bouře typu derecho

### **Cíle práce**

Cílem práce je na základě rešerše převážně zahraniční literatury představit větrné bouře typu derecho v kontextu nejrozličnějších mechanismů vzniku silného větru v rámci konvektivních bouří. Pozornost bude věnována především výskytu derech v Evropě a otázce, zda se zde jejich příčinné podmínky liší od podmínek v USA. V praktické části práce bude zpracována případová studie pravděpodobného derecha v červenci 1929, přičemž kromě samotné analýzy této extrémní události bude cílem ověření, zda lze u takto historické události dokázat splnění kritérií pro její označení jako derecho.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Práce bude mít převážně rešeršní charakter, přičemž v otázce výskytu derech se zaměří především na oblast Evropy. Pro případovou studii budou využita data některé z reanalýz pokrývajících celé 20. století, dále pak archivní údaje z tehdejších meteorologických měření a případné další historické prameny

Datum zadání: 12. listopadu 2021

Jméno studenta: Miloslav Staněk

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 29. 7. 2022

.....

Miloslav Staněk

#### Poděkování:

Rád bych poděkoval RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za odborné rady, vedení práce, vstřícný přístup při psaní bakalářské práce a věnovaný čas. Děkuji rovněž panu RNDr. Petru Zacharovovi, Ph.D. za výpočet zpětné předpovědi modelem numerické předpovědi počasí a zaslání vstupních dat do modelu. Rád bych dále poděkoval panu Ing. Pavlu Lipinovi za poskytnutá data z databáze CLIDATA a panu Mgr. Stanislavu Rackovi za možnost nahlédnutí do radarových snímků. Poděkování rovněž patří paní MgA. Monice Hrubalové a paní Václavě Junkové za možnost nahlédnutí do archívu v Brozanech nad Ohří. Poděkovat bych chtěl také mé rodině, přátelům a kolegům za vstřícnost a podporu.

## Abstrakt

Derecho je rozsáhlá větrná bouře spojená s linií silných konvektivních bouří. Aby mohla být větrná bouře označena jako derecho, musí se projevovat nárazy větru přesahujícími  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  na dráze delší než 400 km, přičemž tři nárazy větru musí přesahovat  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Zásadní roli při tvorbě těchto rozsáhlých větrných bouří hrají různé mechanismy, které spolu souvisí a mohou společně stát za vznikem derecha. Výskyt derecho však není jen doménou USA, ale také Evropy, Číny nebo Jižní Ameriky. Podmínky vzniku a vývoje derecho v Evropě se liší od podmínek vzniku v USA a zároveň není v Evropě výskyt derecho tak častý jako v USA. V letním období vznikají derecha v Evropě za nižší instability než derecha v USA a za vyšších hodnot vertikálního střihu větru mezi 0 a 6 km. Zároveň je četnost výskytu derecho v Evropě nižší. Z hlediska rozsahu zasaženého území se především odlišují derecha v zimním období, která zasahují v Evropě větší území. Letní případy derecho v Evropě jsou často vázány na oblast přední strany výškové brázdy a vznikají před studenou frontou v oblasti linie konvergence. Derecha v zimním období jsou v Evropě naopak vázána výhradně na výraznou studenou frontu. Derecha způsobují plošně rozsáhlé škody na vegetaci i infrastruktuře. Jedna z nejvýraznějších větrných bouří v letním období zasáhla střední Evropu dne 4. 7. 1929. Tato situace byla analyzována pomocí reanalýz, dobového tisku a kronik. Z reanalýzy ERA-20C bylo zjištěno, že se jednalo o událost vznikající za výrazné instability a hodnot vertikálního střihu větru mezi 0 a 6 km okolo  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Relativní helicity však byla vyšší a odpovídající výskytu slabých tornád. Na mnoha místech byly klasifikovány škody jako F1/T3, resp. IF1+, přičemž se vyskytlo také několik tornád. Je zároveň pravděpodobné, že se vyskytlo i několik supercel. Dráha škod přesahovala 400 km. Tato větrná bouře tak splnila kritéria pro označení jako velmi silné derecho.

**Klíčová slova:** derecho, squall line, vertikální střih větru, konvektivní dostupná potenciální energie (CAPE), tornádo.

## **Abstract**

Derecho is a widespread windstorm associated with a line of severe convective storms. To be classified as derecho, the windstorm must exhibit wind gusts exceeding  $25 \text{ m.s}^{-1}$  on a major axis length more than 400 km, with minimal three wind gusts exceeding  $33 \text{ m.s}^{-1}$ . Various mechanisms play a main role in the formation of these widespread windstorms, which interrelate and can together be responsible for the formation of derecho. However, the occurrence of derechos is not only the domain of the USA, but also of Europe, China and South America. Conditions for the formation and development of derechos in Europe are different from those in the USA and their occurrence is not concurrently as frequent as in the USA. Warm season derechos in Europe occur at lower instability than derechos in the USA and at higher deep layer wind shear values. In respect of the extent of the damaged area, the cold season derechos in Europe hit larger areas than derechos in the USA. Warm season derechos in Europe are related to the area of the front side of the upper trough and develop ahead of the cold front near the convergence line. Conversely, cold season derechos are related to the significant cold front. One of the most significant warm season windstorms in the Central Europe occurred on 4<sup>th</sup> July 1929. This event was analyzed using reanalysis, contemporary press and chronicles. It was found from ERA-20C reanalysis that this event preceded strong instability and deep layer wind shear around  $15 \text{ m.s}^{-1}$ . However, values of the storm relative helicity were higher and corresponding with occurrence of weak tornadoes. Damage rating was F1/T3 or IF1+ in many places. Several tornadoes also occurred. It is also likely that several supercells occurred. Major axis length of damage exceeded 400 km. Thus, this event fulfill the criteria to be classified as high-end derecho.

**Key words:** derecho, squall line, vertical wind shear, convective available potential energy (CAPE), tornado.

# Obsah

Přehled použitých zkratk	9
1 Úvod	11
2 Fyzikální podstata vzniku silného větru v konvektivních bouřích	13
2.1 Podmínky vzniku konvektivních bouří	13
2.1.1 Podmíněně instabilní teplotní zvrstvení	13
2.1.2 Vertikální střih větru	16
2.2 Základní kategorie konvektivních bouří	17
2.2.1 Jednoduchá cela	17
2.2.2 Multicela	18
2.2.2.1 Mezoměřítkový konvektivní systém	19
2.2.2.2 Squall line	20
2.2.3 Supercelární bouře	21
2.3 Ukazatele konvektivního prostředí	22
2.3.1 Index CAPE	22
2.3.2 Index CIN	23
2.3.3 Index DCAPE	24
2.4 Silný vítr v konvektivních bouřích	24
2.4.1 Downbursty	24
2.4.2 Týlový vtok	26
2.4.2.1 Bow echo	28
2.4.2.2 Mezosynoptický vír	30
2.4.3 Nízkohladinové víry na squall line	32
2.4.3.1 Tornáda a gustnada	34
2.4.4 Charakteristiky tlaku vzduchu v rámci MCS	37
3 Definice a klasifikace jevu derecho	40
3.1 Definice jevu derecho	40
3.2 Vývoj označení jevu	43
3.3 Klasifikace jevu derecho z hlediska doby výskytu a synoptických podmínek	46
3.3.1 Rozdíly mezi strong forcing (SF) a weak forcing (WF) derechy	46
3.3.2 Derecha vznikající při nízké vlhkosti vzduchu	48
3.4 Klasifikace jevu derecho z hlediska jeho intenzity	49
4 Derecha ve světě a v Evropě	50
4.1 Rozšíření jevu derecho ve světě	50
4.2 Klimatologie jevu derecho v USA	51

4.3	Podmínky vzniku jevu derecho v USA .....	52
4.3.1	Dererecho Composite Parameter .....	55
4.4	Derecha v Evropě a porovnání podmínek s derechy v USA .....	56
5	Případová studie derecha dne 4. 7. 1929 .....	61
5.1	Metodika .....	61
5.2	Synoptická situace a podmínky vzniku .....	62
5.3	Teplota a srážky dne 4. 7. 1929 .....	65
5.4	Vývoj situace a popis škod .....	67
6	Diskuse.....	74
7	Závěr .....	78
8	Seznam použité literatury a zdroje.....	79
8.1	Literatura.....	79
8.2	Datové zdroje.....	90
8.3	Archivní zdroje .....	90
9	Seznam obrázků a tabulek .....	92

## Přehled použitých zkratek

<b>BRN</b>	Bulk Richardson Number – bulk Richardsonovo číslo
<b>CAPE</b>	Convective Available Potential Energy
<b>CIN</b>	Convective Inhibition – inhibice konvekce
<b>CZRAD</b>	Česká radarová síť
<b>ČHMÚ</b>	Český hydrometeorologický ústav
<b>DCAPE</b>	Downdraft CAPE
<b>DWD</b>	Deutscher Wetterdienst
<b>ECMWF</b>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – Evropské centrum pro střednědobé předpovědi počasí
<b>EF</b>	The Enhanced Fujita (scale) – Rozšířená Fujitova stupnice
<b>ESWD</b>	European Severe Weather Database
<b>FFD</b>	Forward flank downdraft
<b>GRIB</b>	General Regularly-distributed Information in Binary form
<b>HNV</b>	Hladina nulového vztlaku
<b>HVK</b>	Hladina volné konvekce
<b>IF</b>	The International Fujita (scale) – Mezinárodní Fujitova stupnice
<b>LEWP</b>	Line Echo Wave Pattern
<b>MCS</b>	Mesoscale Convective System – Mezosynoptický konvektivní systém
<b>MCV</b>	Mesoscale Convective Vortex – mezosynoptický vír
<b>MLCAPE</b>	Mixed (mean) layer CAPE
<b>MUCAPE</b>	Most unstable CAPE
<b>MUCIN</b>	Most unstable CIN
<b>NetCDF</b>	Network Common Data Form
<b>NWS</b>	National Weather Service

<b>QLCS</b>	Quasi-Linear Convective System
<b>RFD</b>	Rear Flank Downdraft
<b>RIJ</b>	Rear Inflow Jet
<b>SBCIN</b>	Surface-based CIN
<b>SCP</b>	Supercell Composite Parameter
<b>SEČ</b>	středoevropský čas
<b>STP</b>	Significant Tornado Parameter
<b>UTC</b>	Coordinated Universal Time
<b>WER</b>	Weak Echo Region
<b>WRF</b>	Weather Research and Forecasting Model

# 1 Úvod

Tradiční pohled na škody po bouřích v letním období dříve představoval spíše lokální jev. Naopak větrné bouře v zimním období byly popisovány spíše jako jevy, které páchají škody ve větším měřítku. Silný vítr se však v Evropě i v letním vyskytuje i ve výrazně větším měřítku a může působit škody v rozsahu i stovek kilometrů. Takový velmi silný vítr, který v nárazech dosahuje více než  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  v rámci dráhy delší než 400 km, se označuje jako derecho. Derecho je v současnosti v Evropě stále diskutovanějším jevem, který byl v novodobé historii popsán poprvé v Evropě před přibližně dvaceti lety, kdy se vyskytlo dne 10. 7. 2002 derecho v Německu (Gatzen 2004). Od té doby se pozornost na tento jev upírá více, jak napříč Evropou (Punkka et al. 2006; López 2007), tak i v Česku (Rýva 2016).

Historie tohoto označení pro konvektivní bouře se silným větrem, který postihuje rozsáhlá území, sahá až do roku 1888. Tehdy byl tento jev popsán poprvé Gustavusem Detlefem Hinrichsem v publikaci *Tornadoes and derechos*. V Evropě se rozsáhlými větrnými bouřemi tou dobou zabýval i Köppen. Zatímco v USA tento termín upadal v zapomnění, v Evropě se objevuje ještě ve dvacátých letech 20. století v disertační práci Johannese Letzmanna (1923). Poté se i v Evropě tento termín dále nepoužívá (Punkka et al. 2006). Až téměř po sto letech, co tento termín Hinrichs popsal, je jev derecho definován v roce 1987 meteorology Johnsem a Hirtem (Johns, Hirt 1987).

Derecha v Evropě však nejsou doménou jen 21. století. Popisovány jsou případy z 80. let (Kašpar et al. 2009) nebo z meziválečného období (Rýva 2016). Rekonstruovat tyto historické situace bylo však dříve náročné, avšak v současné době je k dispozici velké množství elektronických zdrojů – dobového tisku, historických pohlednic nebo kronik, které mohou rekonstrukci podobných výrazných a zároveň prostorově rozsáhlých jevů značně usnadnit. Pro rekonstrukci podmínek vzniku je možné využít reanalýzy, jejichž výstupy jsou rovněž veřejně dostupné, a to v datových formátech, které lze dále zpracovávat a analyzovat.

V kronikách a dobovém tisku se výrazně zapsala mimořádnými škodami větrná bouře ze dne 4. 7. 1929. Velké množství popisů škod neodpovídalo ani škodám po nejsilnějších bouřích, které se vyskytly v minulých letech, a to zejména co se zasažené plochy týče. Tuto situaci se tak pokusili rekonstruovat alespoň částečně již někteří amatérští meteorologové a nadšenci. Svě poznatky rozebírali na internetových fórech a sociálních sítích, nicméně většinou se jednalo o jednotlivé střípky popisů, které tito nadšenci sbírali

z kronik ve svém okolí. Tyto informace byly zejména z Česka, a tudíž nebylo zcela možné prokázat, jestli se toho dne opravdu vyskytlo v Česku derecho.

Hlavním cílem této práce je představit větrné bouře typu derecho z hlediska jednotlivých mechanismů vzniku silného větru v rámci konvektivních bouří a zjistit, jak dalece je tento fenomén v Evropě zmapován 20 let po výskytu prvního podrobně popsání případu derecha na evropském kontinentu. Na poznatky, získané rešerší především zahraniční literatury, je navázáno případovou studií ze 4. 7. 1929 s cílem potvrdit nebo vyvrátit, zda se jednalo o derecho. Motivací pro psaní této práce byla zejména snaha zjistit, jak podrobně je vůbec možné historické situace, při kterých byly zaznamenány škody způsobené silným větrem, zmapovat. V neposlední řadě pak bylo motivací i zjistit, jak dalece je jev v Evropě podchycen.

Hlavní část práce je věnována fyzikální podstatě vzniku silného větru v konvektivních bouřích. Na tuto kapitolu je navázáno shrnutím poznatků o podmínkách vzniku jevu derecho v USA a v Evropě. Rovněž je zmapována reflexe větrných bouří typu derecho ve světě a diskutována definice a klasifikace jevu. Poslední část práce tvoří rekonstrukce situace dne 4. 7. 1929, včetně podmínek vzniku a synoptické situace z reanalýz a dostupných datových zdrojů. Škody způsobené silným větrem jsou pak klasifikovány pomocí Mezinárodní Fujitovy stupnice (Groenemeijer et al. 2018).

## **2 Fyzikální podstata vzniku silného větru v konvektivních bouřích**

V následující kapitole budou popsány základní mechanismy vzniku silného větru v konvektivních bouřích. Představeny budou typy bouří a jejich vztah k výskytu silného větru. Rovněž budou uvedeny podmínky vzniku konvektivních bouří i silného větru vycházející z teorie částice. Poslední podkapitola se bude věnovat jevům a procesům, které jsou přímo se silným větrem v konvektivních bouřích spojeny, včetně příkladů z Česka.

### **2.1 Podmínky vzniku konvektivních bouří**

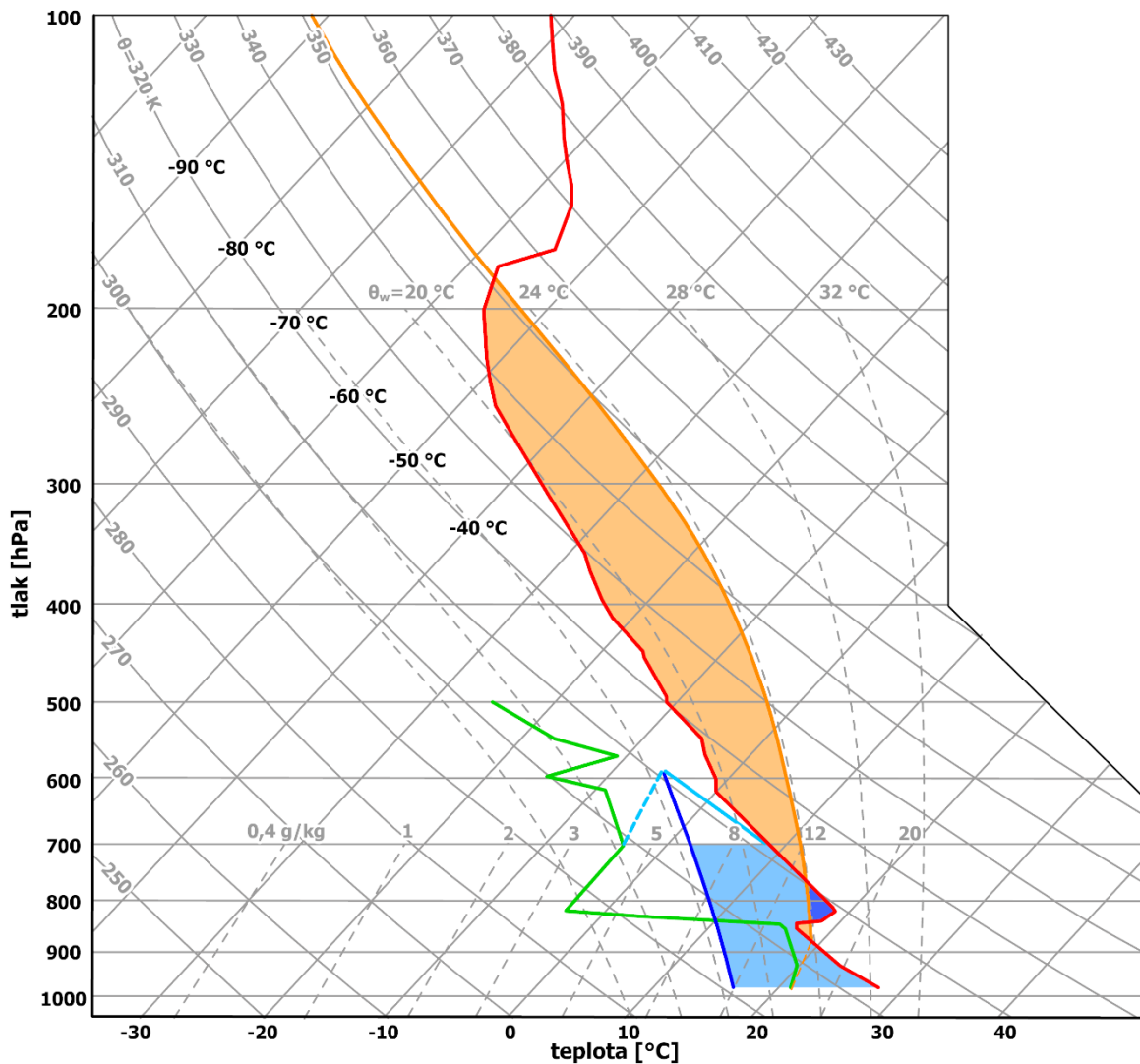
Atmosférická konvekce představuje velmi důležitý mechanismus vertikální výměny tepla a vlhkosti v troposféře i spodní stratosféře. Při tomto procesu vznikají výstupné a kompenzační sestupné pohyby, které se mohou projevit ve spodní troposféře silným nárazovitým větrem. Výstupné konvektivní pohyby probíhají vlivem vztlaku, který působí směrem vzhůru, jestliže je hustota daného vzduchu, který stoupá, menší než hustota okolí. Při svém výstupu se vzduch kvůli poklesu atmosférického tlaku s výškou rozpíná a zároveň ochlazuje, což má za následek ve vystupujícím vzduchu růst relativní vlhkosti vzduchu až k jeho nasycení, při kterém vzniká oblačnost (Řezáčová et al. 2007). Projevem vertikálně mohutné konvekce jsou pak konvektivní bouře (ČMeS, online), k jejichž vzniku je třeba podmíněně instabilní teplotní zvrstvení v troposféře.

Doswell et al. (1996) uvádí tři základní podmínky vzniku vlhké vertikálně mohutné konvekce – musí existovat podmíněně instabilní teplotní zvrstvení, dostatečná vlhkost vzduchu pro výstup vzduchové částice do hladiny volné konvekce (HVK) a musí být přítomen proces, při němž je vzduchová částice vyzdvižena do HVK. Pokud jedna z podmínek chybí, nejedná se o vlhkou vertikálně mohutnou konvekci. Dále pak uvádí, že ostatní faktory, jako je například charakteristika vertikálního profilu větru, mají vliv na to, jaký typ konvektivní bouře vznikne.

#### **2.1.1 Podmíněně instabilní teplotní zvrstvení**

Podmíněně instabilní teplotní zvrstvení vzniká, když má vzduchová částice, tedy modelově makroskopický objem vzduchu, menší hustotu než její okolí po celou dobu výstupu a zároveň zde dochází k nasycení vodní parou při výstupu vzduchu do výstupné kondenzační hladiny (Trapp 2013).

Definice teorie vzduchové částice se opírá o to, že vzduchová částice zachovává svoji identitu a nemísí se při přemístění s okolím a že pohyb vzduchové částice nenarušuje podmínky v jejím okolí a nevyvolává kompenzační pohyby okolního vzduchu. Tlak vzduchu v částici se okamžitě přizpůsobuje tlaku vzduchu v jeho okolí a chování vzduchové částice je určeno adiabatickými procesy (Řezáčová et al. 2007). Vzduchová částice tak nejdříve stoupá podle suchoadiabatického teplotního gradientu. Ochladí se tedy na 100 metrů výšky přibližně o 1 °C (ČMeS, online) a po dosažení výstupné kondenzační hladiny dále stoupá po nasyceně adiabatickém teplotním gradientu, kdy je teplotní gradient menší než suchoadiabatický teplotní gradient v důsledku uvolňování latentního tepla kondenzace při fázové přeměně (Řezáčová et al. 2007). Pokud je dále vystupující vzduch teplejší než okolí, stoupá vzhůru (obr.1). Míru kinetické energie vystupující vzduchové částice mezi hladinou volné konvekce (HVK) a hladinou nulového vztlaku (HNV), kde je teplota vystupující vzduchové částice rovna teplotě svého okolí, udává konvektivní dostupná potenciální energie (CAPE – z angl. Convective Available Potential Energy) (Markowski, Richardson 2010).



Obr. 1: Vizualizace konvektivního prostředí na zkoseném diagramu. Šedé čáry vyjadřují vztahy mezi termodynamickými veličinami: doprava ukloněné linie jsou izotermy, doleva ukloněné křivky jsou izotermy potenciální teploty  $\Theta$  [K] neboli suché adiabaty, zakřivené čárkované linie jsou izotermy adiabatické vlhké potenciální teploty  $\Theta_w$  [°C] neboli nasycené adiabaty, rovné čárkované linie jsou izogramy směšovacího poměru nasyceného vzduchu. Barevné křivky představují příklad podmínek vhodných pro silnou konvekci: červeně je znázorněna křivka teplotního zvrstvení, zeleně vertikální profil teploty rosného bodu, oranžově pseudoadiabata simulující výstup vzduchové částice z výstupné kondenzační hladiny, určené jako průsečík křivky zvrstvení a izogramy z přízemní teploty rosného bodu (čárkovaná oranžová); tmavě modře je znázorněna nasycená adiabata vzduchu sestupujícího z hladiny 700 hPa, vycházející z průsečíku suché adiabaty z hladiny 700 hPa (tyrkysově modrá) a izogramy z téže hladiny (čárkovaná tyrkysově modrá). Světle oranžovou výplní je zobrazena CAPE, světle modrou DCAPE, tmavě modrou CIN. Upraveno podle Markowski a Richardson (2010).

## 2.1.2 Vertikální stříh větru

Pro vznik silných bouří s nebezpečnými jevy (včetně silného větru), je důležitým aspektem vertikální stříh větru, který výrazně ovlivňuje dynamiku a organizaci konvektivních bouří, jelikož generuje horizontální vorticitu. Vertikální stříh větru je změna rychlosti a směru větru s výškou. Na základě hodnot stříhu větru pak lze odhadovat (například pomocí bulk Richardsonova čísla – BRN), jaký typ konvektivní bouře vznikne. BRN lze spočítat dle vztahu

$$BRN = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}U^2}, \quad (1)$$

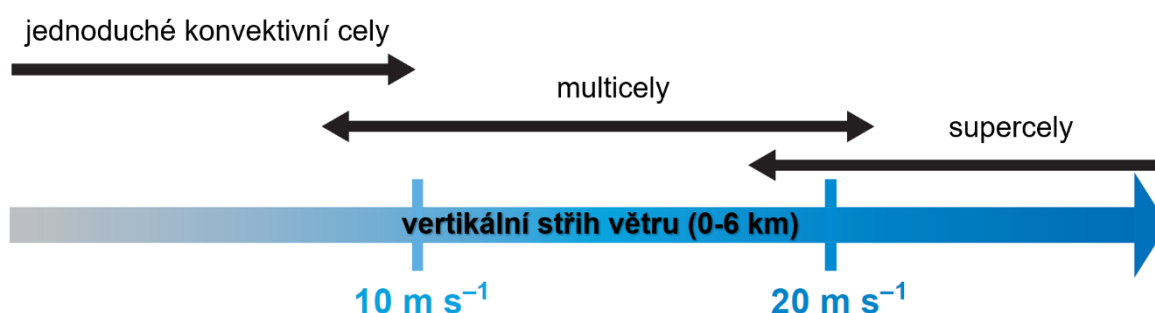
kde  $U$  je velikost vektorového rozdílu mezi průměrným větrem ve vrstvě 0–6 km a průměrným větrem ve vrstvě 0–500 m. Hodnoty BRN větší než 50 indikují vhodné podmínky pro tvorbu spíše neorganizované konvekce, kdy může lépe výtok chladného vzduchu z bouřkového oblaku odříznout vtok teplého vzduchu, naopak hodnoty menší než 50 indikují vhodné podmínky pro tvorbu organizované konvekce (Markowski, Richardson 2010).

Markowski a Richardson (2010) uvádějí dva základní mechanismy vlivu vertikálního stříhu větru na konvektivní bouře. Prvním je, že čím je větší vertikální stříh větru mezi zemským povrchem a 6 kilometry (dále v této práci jej označuji také jako šestikilometrový) a čím je větší rychlost větru v horních partiích troposféry, tím méně interaguje oblast výtoku chladného vzduchu z bouře s výstupným proudem teplého vzduchu. Srážky pak vypadávají po směru větru převažujícího ve vyšších vrstvách troposféry. Druhým účinkem je, že nízkohladinový stříh větru mezi 0 až 1 kilometrem výšky (dále v této práci jej označuji také jako kilometrový) ovlivňuje šíření gust fronty, tedy mezosynoptického frontálního rozhraní mezi relativně teplým vzduchem a chladným vzduchem ze sestupného proudu. Čím je kilometrový stříh větru větší, tím je umocněn nucený výstup vzduchu před gust frontou. Pokud se tento vynuceně vystupující vzduch dostane nad kondenzační hladinu, vznikají oblaky. Pokud se dostane přes zádržnou vrstvu (CIN) do HVK, kde může dále stoupat, vzniká nová konvektivní buňka. Tento mechanismus je základem pro tvorbu multicel.

Generování horizontální vorticity vertikálním stříhem větru vede rovněž k tvorbě supercelárních bouří, které rotují kolem své vertikální osy v důsledku transformace horizontální vorticity na vertikální, a dalším nebezpečným jevům a procesům, které jsou popsány dále v práci.

## 2.2 Základní kategorie konvektivních bouří

Konvektivní bouře je souhrnné obecné označení pro meteorologické jevy, které se vyskytují při vývoji konvektivních oblaků druhu cumulonimbus (ČMeS, online). Základem struktury konvektivní bouře je konvektivní buňka (cela), jež je charakterizována výstupným proudem relativně teplejšího vzduchu a kompenzačním sestupným proudem. O tom, jaký typ konvektivní bouře vznikne, rozhoduje vertikální stříh větru (obr. 2). Do jisté míry ovlivňuje vznik určitého typu bouří i pole větru ve vertikálním řezu troposférou (Trapp 2013).



Obr. 2: Závislost vzniku určitého typu konvektivní bouře na vertikálním stříhu větru. Převzato z Markowski a Richardson (2010).

### 2.2.1 Jednoduchá cela

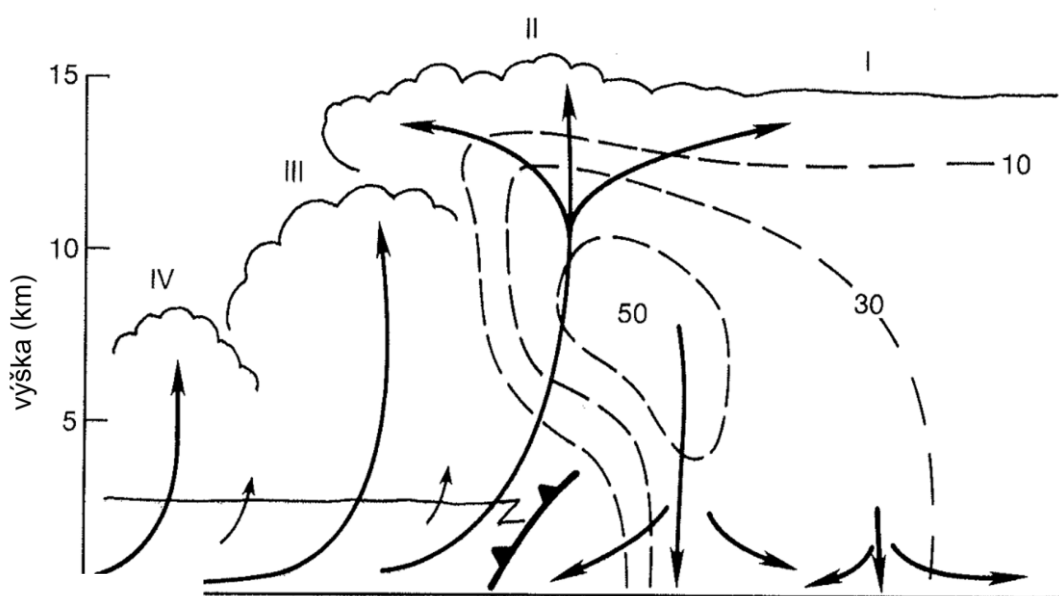
Jednoduchá cela je nejjednodušším typem konvektivní bouře a zároveň je základem struktury multicel. Podle vlastností proudění lze rozlišit tři základní vývojová stádia – stádium kumulu, stádium zralosti a stádium rozpadu. Stádium kumulu je charakteristické výstupnými pohyby vzduchu, kompenzační sestupný proud se srážkami není ještě vyvinut. Postupně dochází v oblaku k růstu vodních kapiček a ledových krystalků. V okamžiku, kdy vzestupný proud tyto částice neudrží dále v oblaku a pádová rychlost je větší než rychlost výstupného proudu, začíná se vytvářet sestupný proud, což je počátkem stádia zralosti. Částice strhávají další částice, při tání ledových částic a vypařování vodních kapiček je spotřebováno latentní teplo, což způsobuje další ochlazení sestupného proudu. Vytékající vzduch u zemského povrchu diverguje a směrem od sestupného proudu se šíří gust fronta, za níž se nachází studený vzduch. Tento okraj studeného vzduchu vytékajícího z konvektivní bouře interaguje s výstupným proudem a odřezává jej. Bouře se tak dostává do stádia rozpadu, v němž převažuje sestupný proud se srážkami (Řezáčová et al. 2007).

Horizontální rozsah jednoduché konvektivní buňky je zpravidla do 10 km, přičemž rozsah oblasti výtoku chladného vzduchu z bouře může být i více než dvojnásobně větší. Doba života bouře je pak omezena na maximálně jednu hodinu (Trapp 2013). Jednoduché

konvektivní cely se vytvářejí v prostředí s šestikilometrovým vertikálním stříhem větru většinou do  $10 \text{ m.s}^{-1}$  (obr. 2) a pouze výjimečně jsou silné a mohou působit škody. Škody mohou působit tzv. pulzní varianty těchto konvektivních bouří, při nichž často instabilita charakterizovaná CAPE přesahuje  $2000 \text{ J.kg}^{-1}$  (viz kap. 2.3.1). Výstupné rychlosti pak mohou dosahovat až  $40 \text{ m.s}^{-1}$  (Markowski, Richardson 2010).

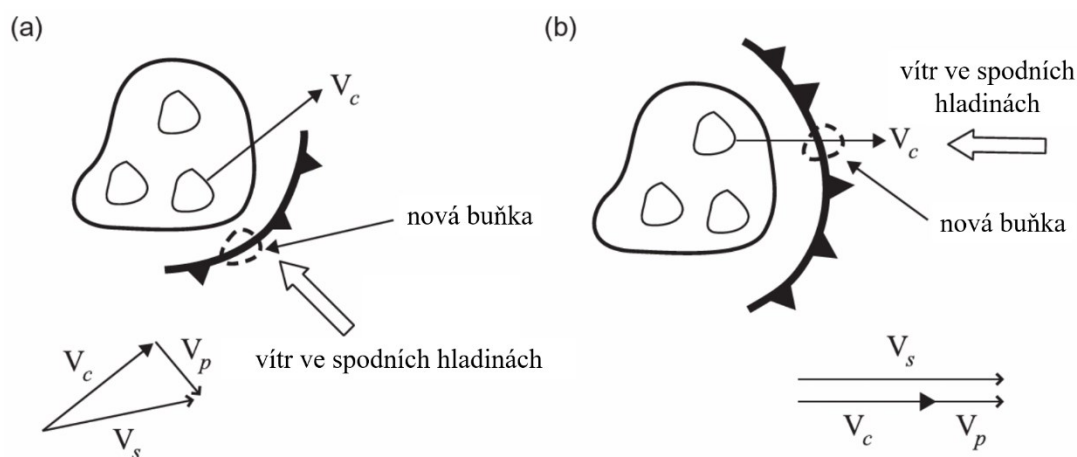
### 2.2.2 Multicela

Zatímco v rámci jednoduchých cel se silný vítr vyskytuje spíše výjimečně, u multicel jsou projevy silného větru v některých případech častější a vítr zde může působit v určitých případech i prostorově výrazné škody. Multicela je soustava jednoduchých konvektivních buněk v různém stádiu vývoje (obr. 3), které se více či méně navzájem ovlivňují. Multicely se vytvářejí v prostředí s šestikilometrovým vertikálním stříhem větru většinou do  $20 \text{ m.s}^{-1}$ . Markowski a Richardson (2010) uvádějí, že nové konvektivní buňky opakovaně vznikají okolo gust fronty, která podporuje výstup vzduchu. Konvektivní bouře tak může existovat po dobu v řádu hodin. Multicelární bouře bývají organizovány do shluku méně organizovaných konvektivních buněk nebo do organizovanější linie.



Obr. 3: Schématické znázornění multicelárního systému. Konvektivní buňky jsou řazeny od I do IV chronologicky podle doby jejich vzniku. Nejstarší konvektivní buňka je ve stádiu rozpadu, buňka II. je ve stádiu zralosti. Od buňky ve stádiu zralosti se šíří gust fronta, před níž vynuceně stoupá vzduch, a tvoří se nové cely ve stádiu kumulu. Přerušované čáry značí izolinie radarové odrazivosti v dBZ. Převzato z Doswell (1985), upraveno.

Pohyb multicelární bouře je založen na dvou základních složkách schematicky zobrazených na obr. 4. Tou první je pohyb jednotlivých cel. Druhou složkou je tvorba nových cel, která závisí na míře šíření gust fronty, přičemž její šíření je řízeno převládajícím prouděním do přibližně 1 km výšky. Pokud je tvorba nových cel před gust frontou intenzivní, urychluje tak výsledný pohyb bouře. Naopak tvoří-li se nové buňky v zadní části multicelárního systému, celkový pohyb bouře se zpomaluje vlivem zpětného vývoje nových buněk. V tomto případě se pohyb konvektivní bouře odklání od středního proudění, což je znázorněno na obr. 4 a. Navíc pokud ve spodních hladinách vane vítr proti směru šíření gust fronty, je zde tvorba konvektivních buněk nejpravděpodobnější (Řezáčová et al. 2007; Houze 1993). Tvoří-li se konvektivní buňky za sebou v řadě, je gust fronta stacionární, a proto dochází k tvorbě konvektivních buněk na jednom místě, což může vést k výskytu přívalových povodní (Schumacher, Johnson 2005).



Obr. 4: a, b, Schéma dvou variant pohybu multicelárního systému.  $V_c$  značí pohyb konvektivních buněk,  $V_p$  šíření v důsledku vzniku nových konvektivních buněk a  $V_s$  celkový pohyb multicelárního systému. Tučná černá křivka s trojúhelníky označuje polohu gust fronty. Upraveno podle Řezáčová et al. (2007).

### 2.2.2.1 Mezoměřitkový konvektivní systém

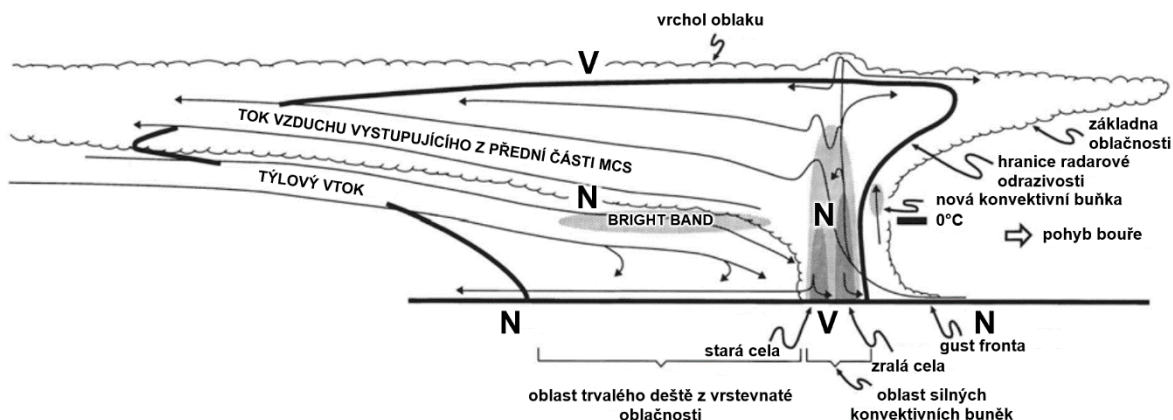
Větrná bouře typu derecho, která zasahuje rozsáhlé oblasti, bývá spjata s výskytem mezoměřitkového konvektivního systému (MCS – z angl. Mesoscale Convective System). MCS je definován horizontálním rozměrem nad 100 km alespoň v jednom směru. Přibližně v tomto měřítku lze totiž také uvažovat vliv Coriolisovy síly. MCS sestává z oblasti konvektivních a oblasti stratiformních srážek, jejichž pozice mohou být uspořádány do

různých forem. Může se jednat buď o MCS přibližně oválného tvaru s pomalým pohybem nebo o squall line s připojenou stratiformní částí.

MCS se mohou vyvinout z konvekce, která je ve své rané fázi izolovaná a nespojitá. Splynutím jednotlivých čel výtoku chladného vzduchu pak gust fronta podporuje výstupné pohyby, čímž mohou vznikat nové konvektivní buňky před ní. Tvorba nových buněk je pak umocněna vertikálním stříhem větru a prouděním směřujícím proti šíření gust fronty. Když jsou hodnoty šestikilometrového stříhu větru vysoké (přibližně více než  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), mohou být v MCS vnořeny i supercely, tedy konvektivní bouře rotující kolem své vertikální osy (viz kap. 2.2.3) (Markowski, Richardson 2010). Jak uvádí Trapp (2013), charakteristická doba trvání srážek v rámci MCS je zpravidla více než tři hodiny.

### 2.2.2.2 Squall line

Konvektivní buňky, které se vytvářejí v důsledku výstupných pohybů iniciovaných gust frontou nebo studenou frontou a jsou organizované podél této fronty či gust fronty do linie, se nazývají squall line. Tato linie konvektivních buněk se pohybuje jedním směrem. Přední část systému je tvořena konvektivními buňkami charakteristickými na radarových měřeních nejvyšší radarovou odrazivostí v rámci celého systému.



Obr. 5: Schématické znázornění vertikálního řezu squall line. Označení N a V charakterizují centra mezosynoptických oblastí nízkého a vysokého perturbčního tlaku vzduchu. Šipky pak označují směry proudění. Světle šedá barva značí místa se středními hodnotami radarové odrazivosti, tmavě šedá pak místa s vysokou radarovou odrazivostí. Převzato z Houze (2004), upraveno.

Za oblastí konvektivních srážek je pak přechodová oblast nižší radarové odrazivosti. Dále následuje ve směru proti šíření squall line oblast intenzivních stratiformních srážek (Markowski, Richardson 2010). Tato oblast je totiž dotována ledovými částicemi, které jsou transportovány vlivem proudění z oblasti s konvektivními buňkami, což způsobuje zesílení

srážek (Řezáčová et al. 2007). Pro tento typ squall line se používá označení *trailing stratiform*. Druhým typem squall line z hlediska radarových měření je tzv. *leading stratiform*, kde se oblast stratiformních srážek vyskytuje před samotnou linií konvektivních buněk. *Parallel stratiform* je pak třetím typem squall line, kdy je oblast stratiformních srážek umístěna vedle linie konvektivních buněk, většinou severně (Parker, Johnson 2000). Další klasifikaci MCS do více různých typů, kterou použili v nedávné době například Surowiecki a Taszarek (2020) pro MCS v Polsku, zavedli i Bluestein a Jain (1985).

Rotunno et al. (1988) zkoumali příčiny vzniku silných dlouhotrvajících linií konvektivních bouří, přičemž zásadní je kromě dostatečného nízkohladinového stříhu větru také rychlost pohybu samotné linie konvektivních buněk. Pomalu se pohybující linie konvektivních buněk nemusí být schopny vytvořit na čele výtoku chladného vzduchu dostatečné podmínky pro výstup vzduchu.

### 2.2.3 Supercelární bouře

Jak již bylo uvedeno, supercely, tedy typ konvektivní bouře, jejíž výstupný proud rotuje kolem vertikální osy, mohou být rovněž součástí mezoměřítkových konvektivních systémů a vnořené v rámci squall line. Výskyt supercel je často spjat s výskytem nebezpečných jevů. Silná tornáda o síle EF2 až EF3 nebo silnější vznikají obvykle v důsledku supercel. EF označuje tzv. rozšířenou Fujitovu stupnici používanou ve Spojených státech amerických. Fujitova stupnice nebo tzv. Mezinárodní Fujitova stupnice je oproti této stupnici striktnější (Fujita 1971; Groenemeijer et al. 2018). Supercely jsou také spjaty s možností výskytu velkých krup nebo downburstů. Doba života supercel je často v řádu hodin. Supercely vznikají při dostatečné instabilitě a hodnotách stříhu větru mezi 0 až 6 km přibližně nad 20 m.s<sup>-1</sup> (Markowski, Richardson 2010).

Supercela sestává z jednoho vzestupného proudu. Vtok teplého vzduchu do supercely je ohraničen dvěma sestupnými proudy, a to předním sestupným proudem (FFD – z angl. *Forward Flank Downdraft*), který je doprovázen vždy srážkami a poněkud sušším zadním sestupným proudem (RFD – z angl. *Rear Flank Downdraft*) (Lemon, Doswell 1979). Oblast výstupného proudu je pak na radarových snímcích znatelná jako místo s potlačenou radarovou odrazivostí označovanou jako WER (z angl. *Weak Echo Region*).

Supercely lze rozdělit podle specifických vlastností, zejména výskytu srážek v oblasti zadního sestupného proudu, na LP (a angl. *low precipitation*), kdy se v oblasti RFD srážky nevyskytují, klasické (CS – a angl. *classic supercell*), kdy se v oblasti RFD vyskytují

slabé srážky, a HP supercelly (z angl. *high precipitation*), kdy se v oblasti RFD vyskytují silné srážky (Doswell, Burgess 1993). Výskyt určitého typu supercelly je závislý na podmínkách prostředí z hlediska vlhkosti vzduchu do 5 km výšky. Proudění ve výšce mezi 9 a 10 km vůči pohybu bouře hraje také zásadní roli při tom, jaký typ supercelly vznikne. HP supercelly, které vznikají v relativně vlhčím prostředí oproti LP a CS supercelám v prvních pěti km výšky, jsou charakteristické také slabším prouděním ve výšce mezi 9 až 10 km a menší velikostí stříhu větru ve výšce 4 až 10 km, kdy nedochází k dostatečnému transportu oblačných částic do FFD a srážky vypadávají i v oblasti RFD. Silnější proudění ve výšce i velikost stříhu větru mezi 4 až 10 km jsou charakteristické pro LP a CS supercelly, kde srážky majoritně vypadávají v oblasti FFD (Rasmussen, Straka 1998). Supercelly mohou být rovněž vnořeny do squall line a postupovat společně s ní (Weisman 1993), jak tomu bylo například při výskytu squall line s derechem v Polsku 11. 8. 2017 (Taszarek et al. 2019).

## 2.3 Ukazatele konvektivního prostředí

Ukazatelů konvektivního prostředí existuje velké množství. Následující kapitola představí několik ukazatelů konvektivního prostředí, které budou užity dále v rámci této práce. Ukazatele jsou odvozeny od teorie částice.

### 2.3.1 Index CAPE

Energii pro výstup vzduchové částice vyjadřuje index CAPE. Plocha v sondážním diagramu (obr. 1) mezi křivkou teplotního zvrstvení a pseudoadiabatou, ilustrující výstup vzduchové částice, je index CAPE. Oproti jednodušším indexům, které posuzují charakteristiky jednotlivých izobarických hladin, se jedná o složitější vertikálně integrovaný index. Jedná se tak o integraci energie vztlaku, tedy práci, kterou potenciálně vykoná vystupující vzduchová částice z HVK do HNV. HVK a HNV jsou tak integračními mezemi. CAPE je tedy přímo úměrná kinetické energii a charakterizuje rychlost výstupu vzduchové částice (Makowski, Richardson 2010), která je determinována rozdílem teploty (přesněji hustoty) vystupující vzduchové částice a okolí (Moncrieff, Miller 1976).

CAPE lze vypočítat podle následujícího vztahu

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (2)$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  pak tíhové zrychlení,  $T'$  označuje teplotu adiabaticky vystupující částice a  $T$  teplotu okolního vzduchu,  $HVK$  značí výšku hladiny volné konvekce a  $HNV$  výšku hladiny nulového vztlaku. Jednotkou je pak  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (ČMeS, online).

Při výpočtech CAPE i dále zmíněné CIN (konvektivní inhibice) je leckdy také používána korekce zahrnující virtuální teplotu, což je charakteristika vlhkého vzduchu, vycházející ze stavové rovnice ideálního plynu pro vlhký vzduch (Doswell, Rasmussen 1994). Vysoké hodnoty CAPE mohou indikovat možnost vzniku konvekce, nezaručují však její vznik (Zacharov, Řezáčová 2005).

CAPE i CIN je možné počítat z libovolné hladiny, tedy odlišným proložením stavové křivky, čímž se mění hodnoty CIN a CAPE. Výpočet CAPE z přízemní vrstvy se označuje jako SB CAPE (surface-based CAPE). MU CAPE (most unstable) uvažuje výstup částice s nejvyšší možnou CAPE. MLCAPE (mixed layer CAPE) pak uvažuje promíchávání vzduchu ve spodních 50 hPa (Groenemeijer et al., online).

### 2.3.2 Index CIN

Naopak míru práce, kterou musí vzduchová částice vynaložit při svém výstupu přes zádržnou vrstvu, kde je vystupující částice chladnější než okolí, vyjadřuje konvektivní inhibice. Konvektivní inhibice (CIN) je plocha mezi křivkou teplotního zvrstvení a pseudoadiabatou v aerologickém diagramu, která vyjadřuje negativní vztlak. Trapp (2013) uvádí, že CIN může být do jisté míry prediktivním indexem pro pravděpodobnost iniciace konvekce. Čím více se blíží hodnota nule, tedy čím je menší plocha mezi křivkami, tím je větší pravděpodobnost konvekce. Hodnota CIN je rovna práci, kterou musí vzduchová práce vykonat, aby se dostala do hladiny volné konvekce (Markowski, Richardson 2010).

CIN lze spočítat dle vzorce

$$CIN = - \int_{z_0}^{HVK} B dz = - \int_{z_0}^{HVK} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (3)$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  pak tíhové zrychlení,  $T'$  označuje teplotu adiabaticky vystupující částice a  $T$  teplotu okolního vzduchu,  $HVK$  označuje výšku hladiny volné konvekce. Jednotkou je pak  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (ČMeS, online).

### 2.3.3 Index DCAPE

Pro výpočet kinetické energie kompenzačního sestupného proudu, která hraje klíčovou roli při vzniku silného větru v rámci konvektivních bouří, se používá výpočet CAPE downdraftu (DCAPE). DCAPE je množství kinetické energie, zobrazené v aerologickém diagramu (obr. 1) jako plocha mezi křivkou teplotního zvrstvení a nasycenou adiabatou sestupujícího vzduchu z určité hladiny k zemskému povrchu (Gilmore, Wicker 1998). Nasycená adiabata sestupujícího vzduchu vychází z průsečíku příslušné izogramy směšovacího poměru a suché adiabaty, které jsou vedeny z příslušné hladiny, od níž částice klesá (Markowski, Richardson 2010).

$$DCAPE = \int_{z_{sfc}}^{z_n} -B dz = \int_{z_{sfc}}^{z_n} g \frac{T - T'}{T} dz, \quad (4)$$

kde  $B$  je vztlak,  $g$  pak tíhové zrychlení,  $T'$  označuje teplotu adiabaticky sestupující částice a  $T$  teplotu okolního vzduchu,  $z_n$  označuje výšku, od které částice klesá a  $z_{sfc}$  zemský povrch. Jednotkou je opět  $J \cdot kg^{-1}$  (Gilmore, Wicker 1998). Z DCAPE pak můžeme predikovat maximální pádovou rychlost downdraftu podle vzorce

$$V_{max} [m \cdot s^{-1}] = -\sqrt{2 DCAPE}, \quad (5)$$

kde  $V_{max}$  je maximální rychlost a DCAPE [ $J \cdot kg^{-1}$ ] je downdraft CAPE (Markowski a Richardson 2010)

## 2.4 Silný vítr v konvektivních bouřích

Silný vítr, který může působit značné škody, se v konvektivních bouřích vyskytuje v několika měřítcích. Od mikro- $\beta$  měřítka, tedy v rámci horizontálního rozsahu 20 metrů až 200 metrů, což může představovat rozměry menšího tornáda nebo gustnada, až po silný vítr v mezo- $\alpha$  měřítku o rozsahu 200 až 2000 km. Právě velmi silný vítr může doprovázet některé MCS a způsobovat tak plošně výrazné škody. V následující kapitole budou představeny jevy a procesy vedoucí k tvorbě silného větru v konvektivních bouřích v různých měřítcích.

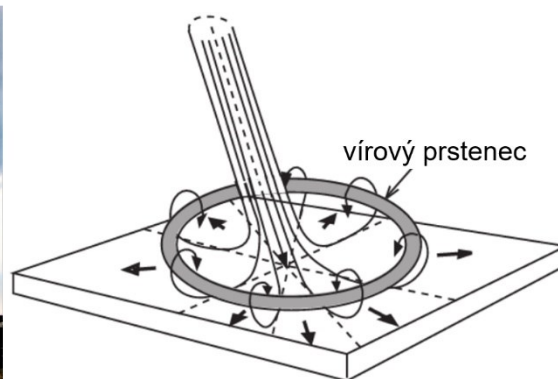
### 2.4.1 Downbursty

Silný vítr v meso- $\gamma$  měřítku (Orlanski 1975) se vyskytuje v bouřích v rámci downburstů, které stojí i za vznikem dalších procesů vedoucích k silnému větru v konvektivních bouřích. Downburst je silný sestupný proud (obr. 6 a obr. 7) produkující na zemském povrchu nebo v blízkosti zemského povrchu silný vítr. Downburst, který je v horizontálním rozměru menší

než 4 km, se nazývá microburst. Škody určené zpětně z trosk podle Fujitovy stupnice mohou dosáhnout v některých případech výjimečně až kategorie F3 (maximální rychlost větru v nárazu 71 až 92 m·s<sup>-1</sup>). Downbursty jsou pak velmi nebezpečné pro leteckou dopravu (Fujita, Wakimoto 1981). V Česku byl zaznamenán například downburst v Krušných horách, kdy byl naměřen na stanici Cínovec náraz větru 53 m·s<sup>-1</sup>, což odpovídá na Fujitově stupnici F2 (Sulan 2005).



Obr. 6: Downburst na Kroměřížsku v červenci 2019, foto vlastní



Obr. 7: Schéma downburstu a okolo něj se vyvíjejícího vírového prstence, převzato z Houze (1993).

Fujita a Wakimoto (1981) rozřazují podle leteckých průzkumů škod po silném větru jednotlivé útvary na základě jejich horizontálního rozsahu. Nejmenší složkou v této klasifikaci jsou tzv. *burst swaths*, což jsou oblasti řádově v rozsahu desítek až stovek metrů, kde jsou patrné značné škody v rámci downburstu. Některé mohou být protaženy přímo tak, že připomínají dráhu po slabém tornádu. Naopak větší složkou, která zahrnuje několik microburstů či downburstů, jsou klastry jednotlivých downburstů. V horizontálním rozsahu mohou škody činit desítky kilometrů. Rodina klastrů downburstů se pak skládá ze dvou a více skupin downburstů s horizontálním rozsahem v řádu stovek kilometrů (Fujita, Wakimoto 1981). Podle Fujitovy klasifikace meteorologických jevů a procesů (Fujita 1981) je minimální horizontální rozměr rodiny klastrů downburstů 400 km, z čehož i vychází koncepce definice derecha (viz kapitolu 3).

Oblasti jednotlivých *burst swaths* a downburstů jsou oblastmi s vyšším tlakem vzduchu při zemském povrchu než v okolí. Zároveň nejničivější vítr lze očekávat u microburstů nebo jednotlivých *burst swaths*, tedy nejmenších útvarů. Zde mohou škody dosahovat až kategorie F3. Naopak škody na samotné gust frontě mohou dosáhnout kategorie F0 až F1 (Fujita 1981).

Základními procesy, které jsou příčinou silného větru v rámci downburstů, je výpar a tání, kdy dochází ke spotřebě latentního tepla, což způsobuje další ochlazování, a pak samotný pád ledových krystalků a vodních kapek (Markowski, Richardson 2010).

Šíření downburstu po dopadu na zemský povrch ve směru šíření způsobuje velmi silný vítr. Nejsilnější vítr v downburstu je vzhledem ke kontinuitě proudění mezi oblastí, kdy downburst dosáhne zemského povrchu, a vírovým prstencem ve směru šíření downburstu. Od oblasti sestupného proudu se pak při zemi rozšiřuje gust fronta, před kterou dochází k výstupným pohybům a která je charakteristická výraznou horizontální vorticitou v rámci vírového prstence, ve směru od bouře (obr. 7) (Houze 1993). Sloučení jednotlivých bazénů studeného vzduchu na straně šíření gust fronty, tedy ve směru průměrného větru v nižších hladinách, podporuje dynamiku samotné gust fronty (Corfidi et al. 2022).

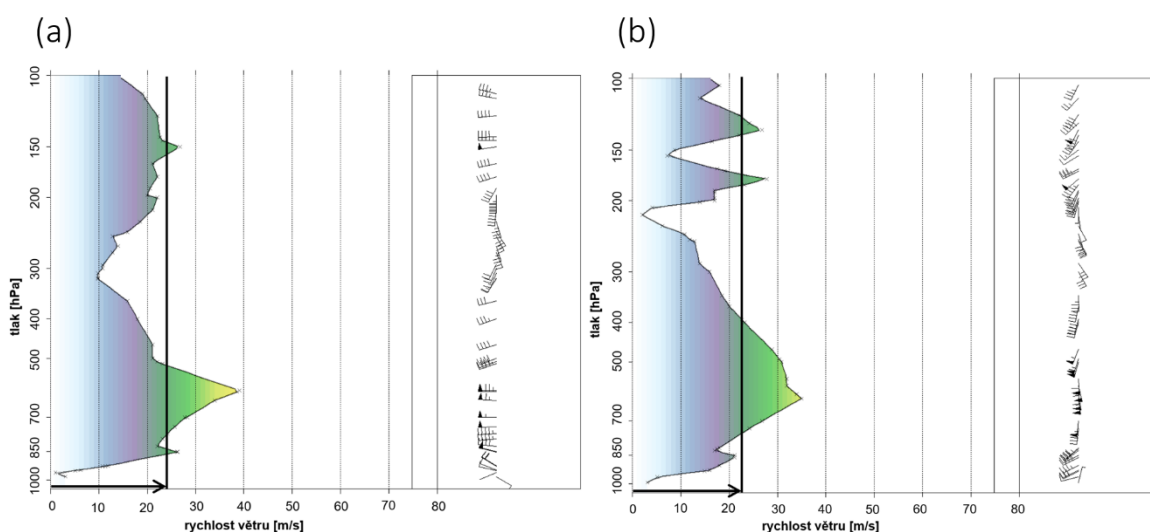
#### **2.4.2 Týlový vtok**

Silný vítr v rámci MCS podporuje také tzv. týlový vtok, který urychluje pohyb squall line. Jak uvádí ČMeS (online), týlový vtok (angl. rear inflow jet – RIJ) je mezoměřítkové proudění, které se vyskytuje v souvislosti se squall line a směřuje ze zadní strany MCS. Silný RIJ se podílí na dopředném vyboulení linie konvektivních bouří charakteru bow echo. Ve středních hladinách v přední části konvektivního systému vzniká mezi výstupnými a sestupnými proudy centrum relativně nízkého tlaku vzduchu. Toto centrum relativního podtlaku je pak hlavním důvodem vzniku týlového vtoku.

Proudění ve stratiformní části MCS lze rozdělit na samotný sestupně směřující týlový vtok, který má směr stejný se směrem pohybu squall line, a vzestupný proud, který je sklopený ve směru proti pohybu squall line. Vzduch ze vzestupného proudu směřuje ze směru od konvektivních buněk dále do oblasti se stratiformními srážkami relativně proti směru pohybu squall line (Weisman 1992).

Síla a struktura týlového vtoku je závislá na hodnotách CAPE a vertikálního stříhu větru. Obecně se vyšší hodnoty CAPE a stříhu větru podílejí také na silnějším týlovém vtoku (Weisman 1992). Čím větší je instabilita, tím se více umocňuje síla vzestupných proudů, což vede k hlubší mezosynoptické tlakové níži ve středních hladinách mezi výstupnými a sestupnými proudy. Tento proces vede k akceleraci týlového vtoku, a tak umocňuje rychlost dopředného pohybu gust fronty, čímž zároveň podporuje výstup vzduchu před gust frontou (Markowski, Richardson 2010).

Nejvyšší hodnoty rychlosti týlového vtoku lze zjistit například z Dopplerovských měření pomocí radarů a odvozených vertikálních řezů skládajících se z jednotlivých elevací měření radiolokátoru (Mathias et al. 2017), kdy oblast nejrychlejšího proudění je za oblastí nejvýraznějšího prohnutí linie do tzv. bow echa (viz kapitolu 2.4.2.1) (Markowski, Richardson 2010), nebo z aerologických měření (obr. 8) (Smull, Houze 1987). Na vertikálních řezech produktů radarové odrazivosti se pak v oblasti týlového vtoku vyskytuje oblast potlačené radarové odrazivosti, která postupně s týlovým vtokem ve vertikálním směru klesá (Mathias et al. 2017).



Obr. 8: Vertikální profily větru ze sondážních měření z Prahy-Libuše z 25. 6. 2008 z 18:00 UTC (a) a z Prostějova z 11. 8. 2017 z 00:00 UTC (b). Obě sondážní měření provedena po přechodu hlavní linie konvektivních bouří v oblasti připojené vrstevnaté oblačnosti za squall line. Šipka charakterizuje průměrnou rychlost pohybu bouře. Z vertikálních profilů je viditelný týlový vtok mezi tlakovými hladinami 500 hPa a 700 hPa v rámci MCS. U obou událostí se jednalo o přechod MCS s derechem. Zpracováno v R pomocí knihovny ThundeR.

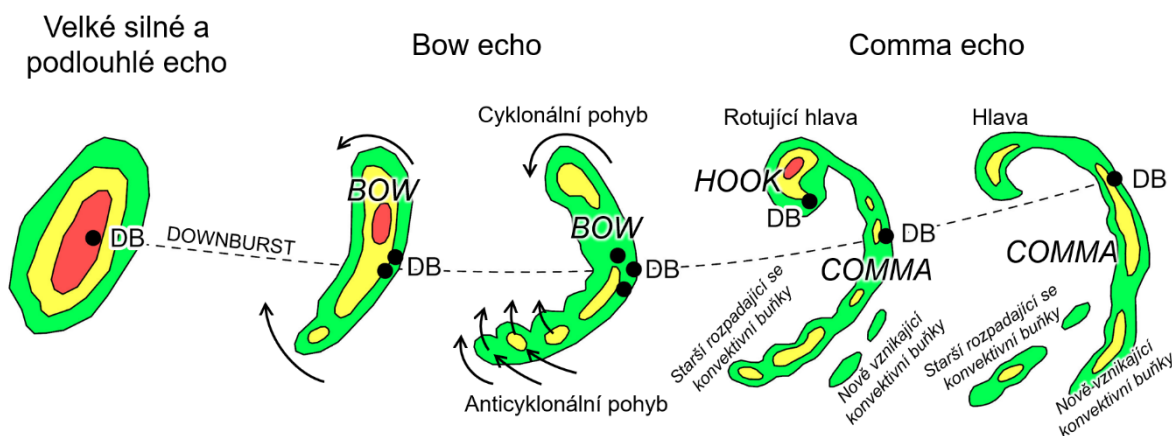
Smull a Houze (1987) zkoumali týlový vtok v oblastech stratiformních srážek za squall line a zjistili, že rychlost týlového vtoku se pohybuje v rozmezí  $5$  až  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , rychlost vzestupného proudu směřujícího do oblasti se stratiformními srážkami pak může dosahovat rychlosti i více než  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  relativně vůči pohybu squall line. Pro ukázkou týlového vtoku jsem použil výstupy z aerologických měření ve dvou případech, kdy se v Česku vyskytlo derecho. Aerologické měření bylo v těchto případech lokalizováno ve stratiformní části MCS za squall line. Rychlost pohybu squall line byla změřena mezi vždy dvěma snímkami radarových dat pomocí softwaru ArcGIS Pro na pěti různých místech podél squall line. Z měření se poté vypočítal aritmetický průměr. V období sondážního měření 25. června 2008 byla průměrná rychlost pohybu squall line  $23,5 \text{ m/s}$ , v Prostějově pak 11. srpna 2017

00 UTC 22,3 m/s. Linie konvektivních srážek byla vzdálena od místa sondážního měření přibližně 100 km. Odečteme-li od sebe rychlost pohybu squall line zjištěnou z radarových dat od maximální rychlosti větru v profilu, dostaneme pro Prahu-Libuš 15,3 m/s a pro Prostějov 12,4 m/s. Výsledné rychlosti pak reprezentují přibližnou rychlost týlového vtoku. Rychlost squall line je možné odhadovat i aproximacemi ze sondážních měření (Corfidi 2003).

#### **2.4.2.1 Bow echo**

Výskyt bow echa je spjat s výskytem silného větru, downburstů a dalších nebezpečných jevů, jako například tornád. Jedná se o část linie konvektivní bouře, která je ve střední části prohnutá dopředu do tvaru oblouku. Prohnutí linie vzniká v důsledku týlového vtoku nebo downburstů, které byly vyprodukovány na čele bouře (ČMeS, online).

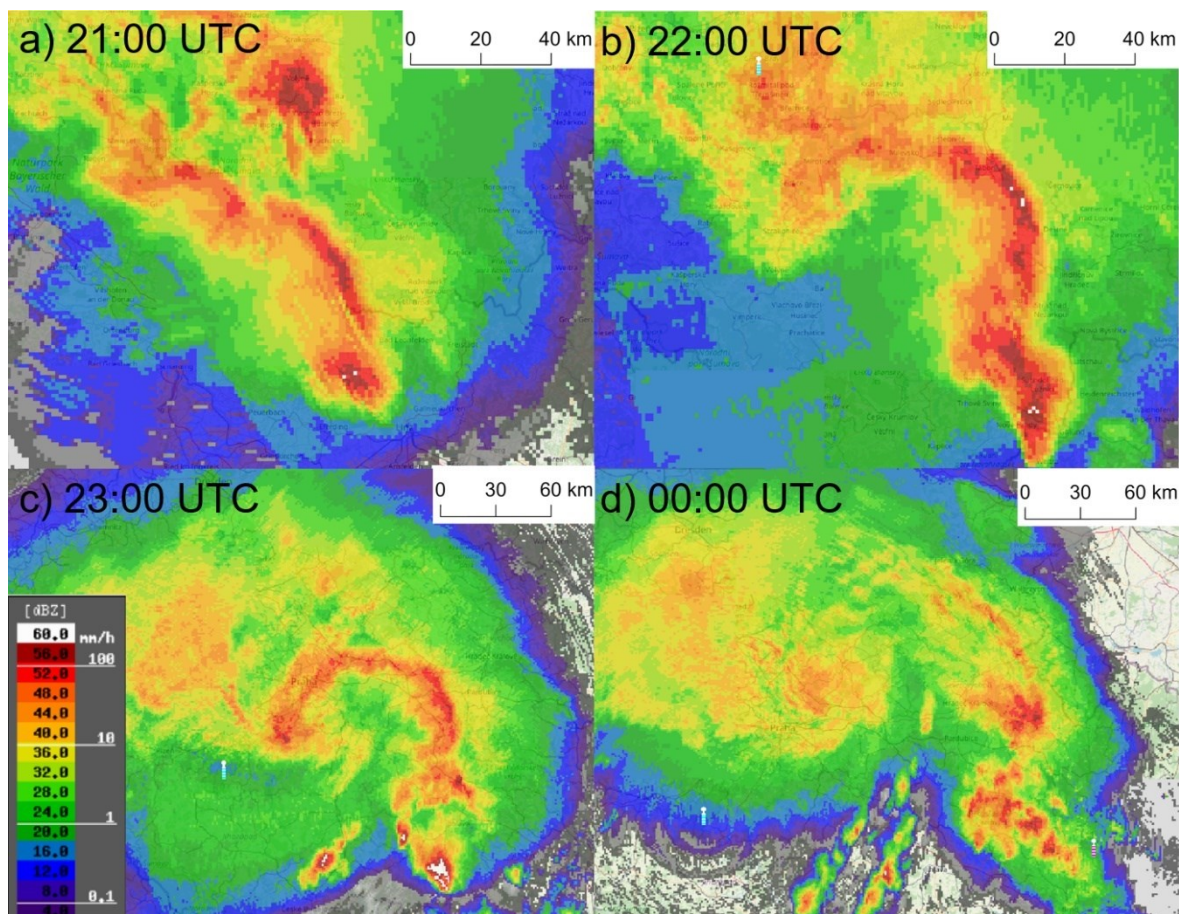
Fujita (1978) rozdělil vývoj bow echa do několika fází na základě vlastností vývoje radarové odrazivosti. Konvektivní bouře se postupně protahuje v úhlu přibližně 90 ° oproti vektoru pohybu konvektivní bouře. Silné downbursty následně způsobují postupné vychylování linie do tvaru luku, a vzniká tak bow echo (obr. 9). Na okrajích bow echa se vyvíjí oblasti s cyklonální a anticyklonální vorticitou. Tyto koncové víry (označované jako *bookend vortices*) se dále vyvíjejí po třech až čtyřech hodinách doby života bouře. Zároveň se vzestupný proud vlivem týlového vtoku podél linie napřimuje do výšky přibližně 6 km (Weisman 1993). Cyklonální koncový vír postupně v důsledku působení Coriolisovy síly začíná převažovat. Fujita (1978) označil cyklonální koncový vír jako „*rotating head*“ tedy rotující hlava nebo čelo, na radaru se podobající hákovitému echu, což je signifikantní radarový znak oblasti vtoku teplého a vlhkého vzduchu do mezocyklony supercely. Linii konvektivních bouří zároveň dopředně zrychluje týlový vtok. Tuto fázi označil Fujita (1978) jako vznik Comma echa. Fáze vzniku Comma echa bývá často fází, kdy začínají downbursty slábnout. Postupně mohou začít blíže anticyklonálnímu centru vorticity vznikat nové konvektivní buňky, které mohou navázat na původní squall line. Původní linie konvektivních buněk postupně zaniká a konvektivní buňky se rozpadají. Squall line pak pokračuje v pohybu dále. Největší škody bývají pozorovány v přední části bow echa, tedy tam, kde je nejsilnější i týlový vtok. Prostorově omezené škody lze dále nalézt v oblastech nízkohladinových vírů (Fujita 1981), které vznikají na čele gust fronty (viz kap. 2.4.3) (Markowski, Richardson 2010).



Obr. 9: Vývoj bow echa a comma echa. Černými tečkami jsou označeny oblasti silných downburstů, šipky označují směr relativního pohybu vzduchu vůči bouři. Barvami je pak charakterizována radarová odrazivost (nejslabší zeleně, nejsilnější červeně), převzato z Wakimoto (2001), upraveno.

Vývoj bow echa může probíhat za podmínek silné instability, kdy hodnoty CAPE výjimečně mohou přesáhnout hodnoty až  $5000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a stříh větru mezi 0 až 2 km (případně stříh větru mezi 0 až 6 km) může přesahovat až  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Při takových podmínkách vznikají i supercely, které mohou inicializovat vznik bow echa, a to převážně HP supercely (Markowski, Richardson 2010). Na obr. 10 je možno vidět vývoj bow echa, comma echa a mezosynoptického víru na radarových datech sítě CZRAD dne 24. 6. 2021. Squall line se v tomto případě postupně prohýbá ve směru postupu v důsledku týlového vtoku, po přibližně hodině je znatelný vývoj cyklonálního koncového víru. Postupně dochází k zeslabování radarové odrazivosti a vyvíjí se cyklonální mezosynoptický vír (viz kap. 2.4.2.2). Radarová odrazivost poblíž centra cyklonální vorticity slábne a vyvíjí se konvektivní bouře jižně po squall line a nové konvektivní buňky vznikají také v sektoru za squall line.

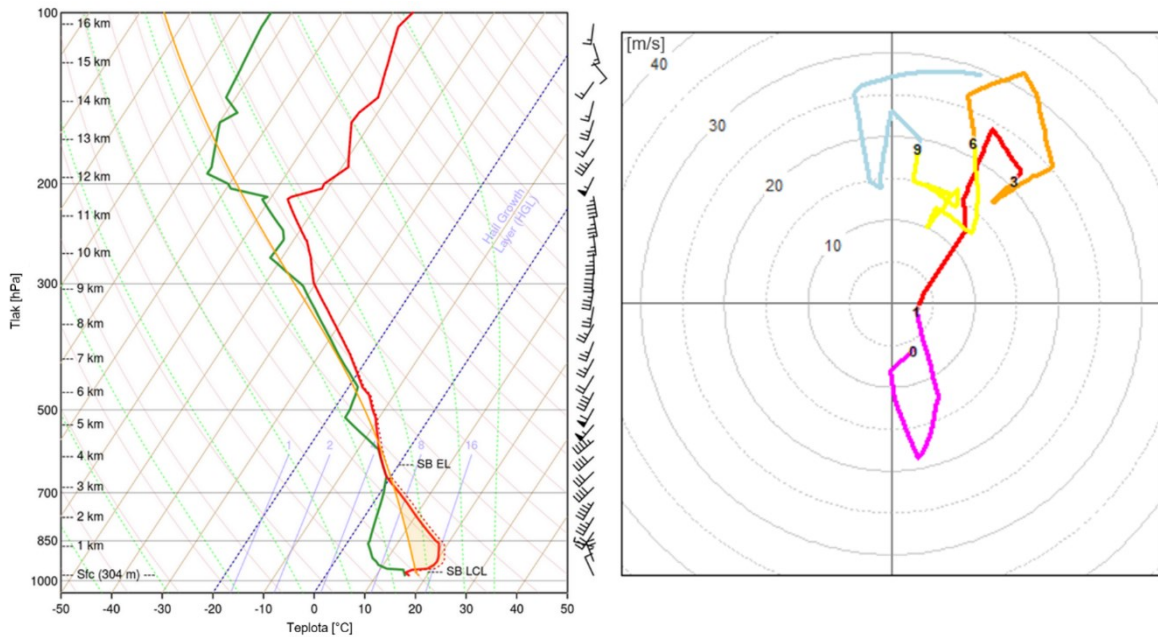
Lze rozlišit tři způsoby formování bow echa. Bow echo se může zformovat z již existujících méně organizovaných konvektivních buněk, kdy může dojít ke vzniku klasického bow echa nebo tzv. *cell bow echa*, které má malé rozměry okolo 10 až 25 km délky. Rozměry podobná ostře vyboulená část v rámci squall line vlivem silných downburstů je také v anglické literatuře někdy označována jako *spearhead echo* (Fujita, Byers 1977). Druhou možností je již existující squall line. Jestliže je tato squall line dostatečně dlouhá, může tvořit jednotlivé segmenty bow echa – tzv. *Line Echo Wave Patterns* (LEWPs) (Nolen 1959). Posledním iniciátorem může být supercela, která může stát za vznikem bow echa nebo cell bow echa. Bow echo vzniklé ze supercely má zpravidla kratší dobu života, naopak nejdelší dobu života mají bow echa, která tvoří LEWPs (Klimowski et al. 2004).



Obr. 10: Vývoj bow echa a comma echa postupně s převládajícím cyklonálním koncovým vírem ve večerních a nočních hodinách 23.–24. 6. 2021 na radarových datech CZRAD, produktu maximální radarové odrazivosti (Z\_MAX). Zdroj: radar4ctu.bourky.cz, upraveno.

#### 2.4.2.2 Mezosynoptický vír

Silný vítr, intenzivnější srážky nebo vznik nového MCS může zapříčinit mezosynoptický vír, který se vyvíjí v rámci asymetrického MCS. Mezosynoptický vír (MCV – z angl. Mesoscale convective vortex) je centrum nízkého tlaku, které se vyvíjí v důsledku uvolňování latentního tepla během několikahodinového vývoje asymetrického MCS v jeho stratiformní části. Cyklonální vír může mít v průměru v horizontálním směru 50 až 200 km a může přetrvávat i více než 12 hodin poté, co se MCS, jenž jej vyprodukoval, rozpadne. MCV může inicializovat vznik nové konvekce, a pokud se přesune nad teplý oceán, může vytvořit vhodné podmínky pro vznik tropické cyklóny (AMS online; Davis, Trier 2007). MCV se vyvíjí ve střední troposféře, a dosahuje do 5 až 8 kilometrů výšky, přičemž maximum cirkulace ve střední troposféře je lokalizováno většinou v hladině mezi 550 až 600 hPa (Trapp 2013) (obr. 11).



Obr. 11: Zkosený diagram s vertikálním profilem větru a hodograf ze sondážního měření z Prahy-Libuše 24. 6. 2021 0 UTC. Vykresleno pomocí knihovny ThundeR v R.

Nejenže MCV může dále podporovat výstupné pohyby, a dokonce stát za vznikem nového MCS (Bartels, Maddox 1991; Markowski, Richardson 2010), ale také stojí v některých případech za extrémními jevy, zejména vydatnými srážkami a silným větrem. Poté, co se MCV vytvoří, může také docházet k vývoji nových konvektivních buněk dále podél squall line (Trier, Davis 2007). Například 11. 8. 2017 se vytvořila supercela v rámci derecha v Polsku, která se postupně transformovala do MCV. Ačkoli se nacházely značné škody v rámci oblasti dopředně prohnuté týlovým vtokem v rámci bow echa, nejvíce koncentrovaných škod, které dosahovaly na Fujitově stupnici stupně F1 (Fujita 1971), bylo lokalizováno v dráze supercely a následného MCV (Taszarek et al. 2019). Weisman et al. (2013) simulovali numerickým modelem WRF událost tzv. superderecha z 8. května 2009, které se vyvinulo nad západním Kansasem, a zjistili, že zejména v jihozápadní části tohoto víru v rámci MCS, který se pohyboval od západu na východ, model simuloval nejvyšší nárazy větru. Zároveň pak model simuloval i výrazné prohloubení přízemní mezosynoptické tlakové níže v oblasti centra osy rotace. Corfidi et al. (2016) však oponují, že se v takových případech silné nárazy větru nemusí vždy objevit. Ze sondážních měření provedených blízko MCV bývá patrné výraznější stáčení pole větru, podobně jako na hodografu na obr. 11. MCV se často vyvíjejí v nočních hodinách v důsledku vývoje nočních MCS (Trier, Davis 2007).

Novák a Kyznarová (2020) zkoumali denní chod aktivity konvektivních bouří v Česku na základě detekce blesků a radarových dat a zjistili, že dlouhodobě nejaktivnější jsou bouře mezi 14:00 až 16:00 UTC. Pro vývoj koncových vírů je však potřeba doba okolo 3 až 4 hodin od počátku vzniku prvních konvektivních buněk. Až poté, co se koncové víry vytvoří, postupně převládá cyklonální vír (Weisman 1993).

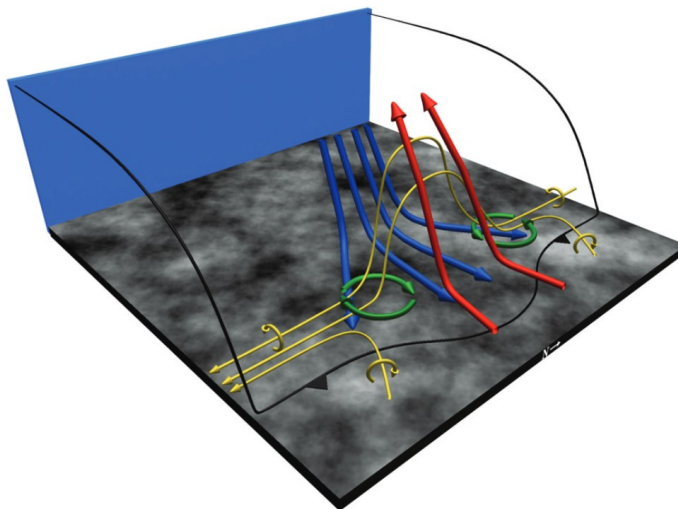
### 2.4.3 Nízkohladinové víry na squall line

V předchozích kapitolách byly zmíněny dva typy vírů – koncové víry, jejichž průměr dosahuje řádu desítek kilometrů, a MCV, jejichž průměr často přesahuje sto kilometrů. Potenciálně nebezpečné však mohou být i nízkohladinové víry, které se vyskytují na přední straně squall line. Jejich horizontální měřítko je v řádu stovek metrů až jednotek kilometrů a vyskytují se v nižších hladinách při zemském povrchu v oblastech výrazné konvergence na gust frontě jako důsledek horizontální střihové instability, což je prudká změna rychlosti a směru větru v horizontálním směru, která má za následek vznik vírů s vertikální osou rotace – gustnád a tornád (Weisman a Trapp 2003; Corfidi et al. 2022).

V anglické literatuře se někdy se používá také označení *misocyclone* (Lee, Wilhelmson 1997). Předpona vychází z Fujitovy klasifikace meteorologických jevů a procesů (Fujita 1981), která vymezuje tyto meteorologické jevy a procesy s horizontálním rozsahem v řádu 400 metrů až 4 kilometrů. Marquis et al. (2007) dle radarových dat pořízených ve vysokém rozlišení zjistili, že přibližný horizontální rozsah těchto vírů se pohybuje mezi 0,5 km až 2 km. Lee a Wilhelmson (1997) pak ze simulací modelem numerické předpovědi počasí dedukují horizontální rozměr 1,6 až 3,2 km. Pro tyto víry se často obecně používá pojem *mesovortices* (Markowski, Richardson 2010; Atkins a Laurent 2010), jelikož odpovídají měřítku meso- $\gamma$ , kterému náleží v Orlanskiho klasifikace meteorologických jevů a procesů rozměr 2 až 20 km (Orlanski 1975).

Weisman a Trapp (2003) simulovali vznik těchto nízkohladinových vírů při silném vertikálním střihu větru ve spodních 2,5 kilometrech  $20 \text{ m.s}^{-1}$  a CAPE  $2200 \text{ J.kg}^{-1}$ . Při numerických simulacích zjistili, že osa rotace těchto vírů může být cyklonální i anticyklonální. Čím je větší kilometrový střih větru, tím více vírů vzniká a tím jsou také víry silnější. Ze simulací provedených Weismanem a Trappem (2003) také vyplývá, že se víry vytvářejí především na severní straně několik desítek kilometrů od oblasti nejrychlejšího pohybu squall line, tedy oblasti největšího dopředného prohybu bow echa. Atkins a Laurent

(2009) zjistili ze simulace události výskytu bow echa s nízkohladinovými víry dne 10. června 2003 nedaleko St. Louis, že se podél bow echa mohou vytvořit jak víry se silným větrem, tak víry, které nejsou doprovázeny tak výraznými nárazy větru, přičemž ničivé víry se silnými nárazy větru se vyskytují nejčastěji v oblasti nejsilnějšího týlového vtoku.



*Obr. 12: Schéma vzniku cyklonálního a anticyklonálního víru na squall line. Zelené šipky značí centra vorticity v oblasti gust fronty, která je značena černě s trojúhelníky. Dopředu se pohybující downbursty a týlový vtok značí modré šipky. Výstupný proud vyznačují červené šipky a horizontální vorticitu žluté šipky. Převzato z Atkins a Laurent (2009).*



*Obr. 13: Vyboulená oblast vlivem silného sestupného proudu na squall line s derechem dne 20. 5. 2022 na Lounsku. Foto vlastní.*

Samotná gust fronta generuje horizontální vorticitu. V důsledku výstupů teplého vzduchu před gust frontou a sestupu chladného vzduchu za gust frontou se pak vytvářejí centra protikladné vorticity (obr. 12), jejichž osy výstupný proud naklápí do vertikálního směru (Wakimoto et al. 2015). Gust fronta se postupně začíná v horizontálním směru mírně vlnit (obr. 13). V rámci radarových snímků je poté možné pozorovat oblasti podobné až hákovitému echu u supercel. Tam, kde převažuje výstup vzduchu, dochází k potlačení radarové odrazivosti a po stranách dochází ke vzniku vírů s vertikální osou rotace (Weisman, Trapp 2003).

#### 2.4.3.1 Tornáda a gustnada

Squall line může být jedním z prostředí, ve kterém mohou vznikat tornáda. Tornádo je silně rotující vír vyskytující se pod spodní základnou konvektivních bouří, který se během své existence dotkne alespoň jednou zemského povrchu, kde může způsobit hmotné škody (Řezáčová et al. 2007). Gustnado (obr. 14 a obr. 15) je pak slabá tromba vyskytující se na gust frontě u zemského povrchu. Svým tvarem připomíná tornádo, avšak nebývá spojeno se základnou oblaků konvektivní bouře. Využívá vertikální vorticitu generovanou horizontálním stříhem větru podél gust fronty (ČMeS, online). Tornáda a gustnada bývají také zodpovědná za řadu škod spojených s konvektivními bouřemi.



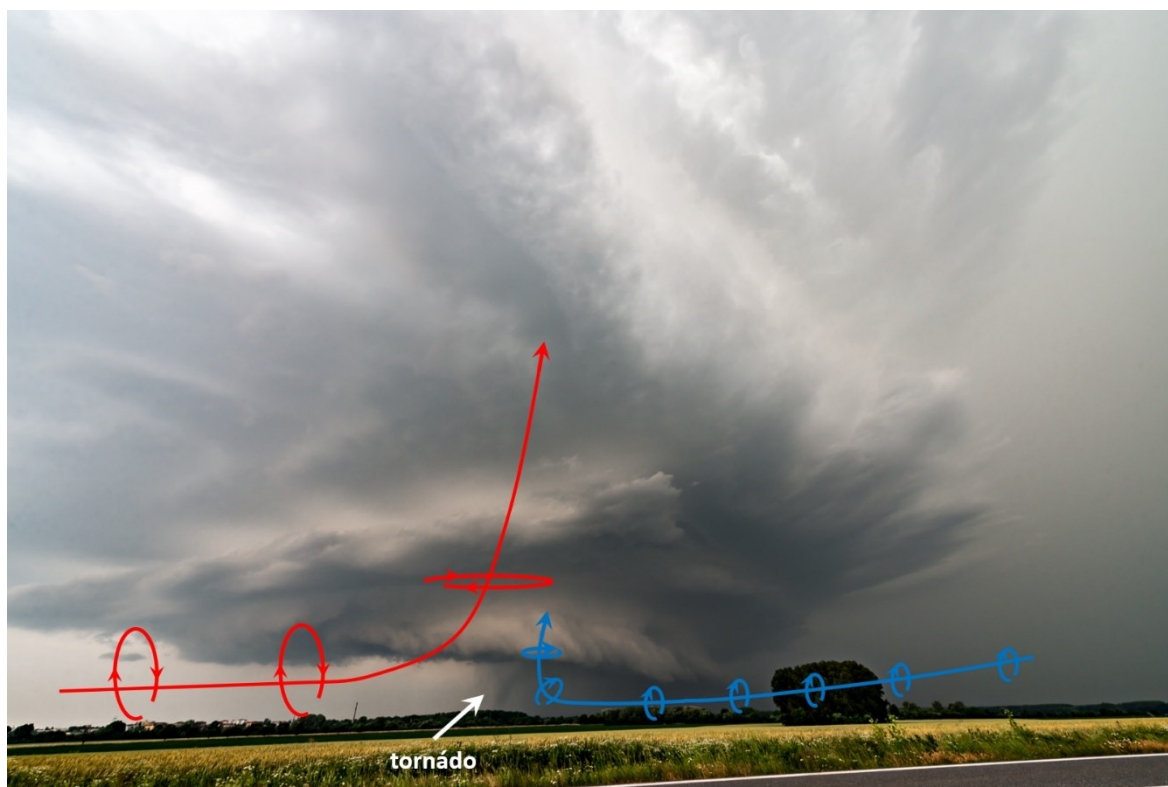
*Obr. 14: Gustnado u Postoupek (okr. Kroměříž) dne 13. 4. 2020, foto vlastní.*



*Obr. 15: Pravděpodobné gustnado dne 13. 4. 2020 při přechodu gust fronty na Kroměřížsku, foto vlastní.*

Tornáda lze rozdělit na zpravidla slabší nemezocyklonální a silnější mezocyklonální (obr. 16). Mezocyklonální tornáda vznikají pod mezocyklonou supercely. Supercely se mohou rovněž vyskytovat v rámci squall line (Bluestein, Parks 1983; Weisman 1993; Klimowski et al. 2004; Taszarek et al. 2019), a proto se i v rámci squall line může vyskytnout mezocyklonální tornádo. Nemezocyklonální tornáda na squall line a gustnada mají

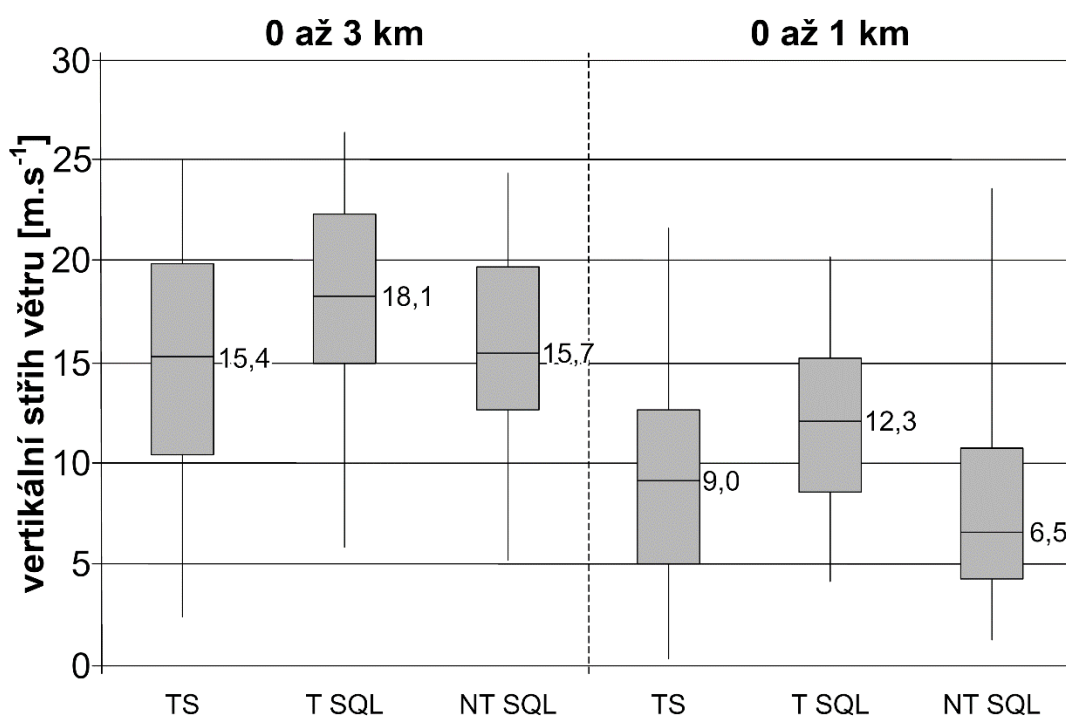
společného jmenovatele vzniku. Jsou totiž důsledkem horizontální stříhové instability. Nemezocyklonální tornáda mohou vznikat pak v rámci squall line zintenzivněním proudění v rámci nízkohladinových vírů transformací horizontální vorticity na vertikální a nedosahují takové síly jako některá mezocyklonální tornáda (Markowski, Richardson 2010). Na Fujitově stupnici (Fujita 1971) dosahují většinou intenzity F0 až F2.



Obr. 16: Supercela a supercelární tornádo, které dosáhlo 4. kategorie na Fujitově stupnici, na jižní Moravě dne 24. 6. 2021. Červená šipka zobrazuje vtok teplého vzduchu do supercely s transformací horizontální vorticity na vertikální. Modrá šipka znázorňuje přítok relativně vlhčího a chladnějšího vzduchu z oblasti předního sestupného proudu a jím generovanou horizontální vorticitu. Převzato ze Staněk a Kolář (2022).

Obecně silnější mezocyklonální tornáda se vyskytují v souvislosti se supercelami. Principem vzniku mezocyklonálních tornád však není vztyčování horizontální vorticity updraftem. Vorticity je totiž unášena dále do mezocyklony. Důležitou složkou pro vznik mezocyklonálního tornáda je vorticity při zemském povrchu generovaná předním sestupným proudem (FFD). Je-li dostatečná, může mít za následek vznik mezocyklonálního tornáda. Tato vorticity pak může být zdvižena a protažena až k oblasti mezocyklony, pod kterou vzniká tornádo (obr. 16) (Markowski, Richardson 2010).

Godfrey et al. (2004) zkoumali podmínky vzniku tornád pomocí dat z blízkých sondáží mezi lety 1998 až 2000. Blízká sondáž je zde brána jako sondáž 160 km od místa výskytu jevu. Z hlediska vertikálního stříhu větru nelze zcela s určitostí vybrat vhodné podmínky pro tvorbu nemezocyklonálních tornád na squall line a mezocyklonálních tornád vyskytujících se společně se supercelami. Medián hodnot nízkohladinového stříhu větru a stříhu větru mezi 0 až 3 km (obr. 17) je však vyšší u případů, kdy se vyskytla nemezocyklonální tornáda asociovaná se squall line oproti tornádům mezocyklonálním v rámci supercel. Výrazněji nižší je medián kilometrového stříhu větru u netornadických squall line.



Obr. 17: Krabicové grafy s hodnotami stříhu větru mezi 0 až 3 km a 0 až 1 km. Zkratka TS znamená tornadická supercela, T SQL představuje tornadickou squall line a NT SQL pak squall line bez tornád. Převzato z Godfrey et al. (2004), upraveno.

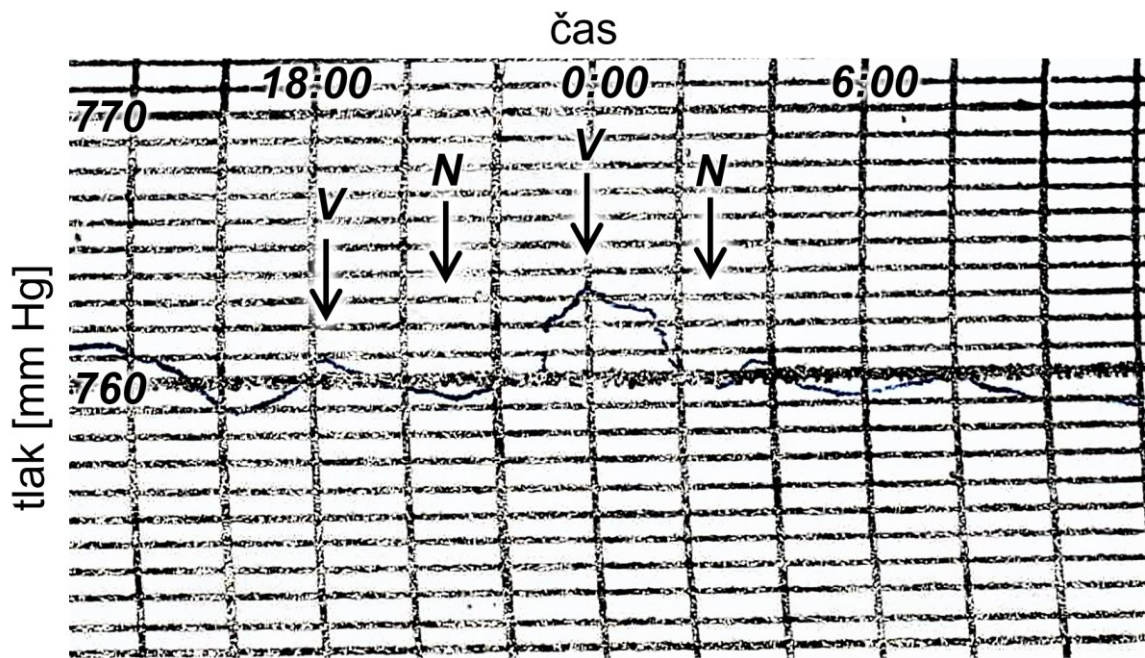
Vznik nemezocyklonálních tornád na squall line je také determinován teplotním zvrstvením. Čím je větší instabilita, tím je pro vznik nemezocyklonálních tornád třeba slabší nízkohladinový stříh větru, což koresponduje s větší dopřednou propagací vlivem týlového vtoku a tím pádem silnější konvergencí na gust frontě a větší podpoře výstupných pohybů před gust frontou (Godfrey et al. 2004).

#### 2.4.4 Charakteristiky tlaku vzduchu v rámci MCS

Nejen v makroměřítku, ale i v mezoměřítku dochází ke vzniku oblastí vyššího a oblastí nižšího tlaku vzduchu při zemském povrchu (obr. 5) i ve výšce. Výraznější horizontální tlakový gradient v mezosynoptickém měřítku rovněž přispívá k silnému větru v rámci konvektivních bouří. Přízemní mezosynoptické tlakové výše vznikají v rámci konvektivních bouří jako důsledek sestupných pohybů. Naopak přízemní mezosynoptické tlakové níže pak vznikají v oblastech vtoku vzduchu, a to jak v oblastech vzestupných proudů, tak v oblasti týlového vtoku (Fujita 1975; Johnson 2001).

Přízemní tlakové pole v rámci squall line se tak skládá ze dvou oblastí nízkého tlaku vzduchu (obr. 5). V oblasti výstupných proudů před squall line se nachází mezosynoptická tlaková níže. V oblasti se sestupnými proudy pak převládá mezosynoptická tlaková výše, jejíž přechod se projevuje na barogramu jako tzv. bouřkový nos (obr. 18). V oblasti stratiformních srážek a týlového vtoku je pak přítomna za konvektivním systémem mezosynoptická tlaková níže (Johnson, Hamilton 1988). Výrazný horizontální tlakový gradient, který může činit několik hPa na vzdálenost menší než 10 km mezi mezosynoptickou tlakovou výší a mezosynoptickou tlakovou níží před squall line, se podílí na intenzitě větru (Wakimoto 2001; Loehrer, Johnson 1995). Mezosynoptická tlaková níže je také v rámci asymetrického MCS charakteristická pro oblast mezosynoptického víru, naopak pro oblast koncových vírů je charakteristická mezosynoptická tlaková výše (Weisman et al. 2013).

Vývoj mezoměřítkových poruch tlakového pole v rámci MCS lze rozdělit do pěti stádií. Zprvu se začíná vyvíjet mezosynoptická tlaková výše v oblasti sestupných proudů – jedná se o tzv. iniciační stádium. Při stádiu vývoje může přesahovat mezosynoptická tlaková výše v horizontálním rozměru již přes 150 km, přesto však nedochází k rozvoji mezosynoptické tlakové níže v týlové části konvektivního systému. Ta se začíná vyvíjet až v rámci stádia zralosti. Mezosynoptická tlaková níže v týlové části MCS se vyvíjí v důsledku subsidence vzduchu a s ní spojeným adiabatickým oteplováním vzduchu. Následně dochází při stádiu rozpadu k dominanci mezosynoptické tlakové níže, která se postupně začíná vyplňovat s tím, jak se systém rozpadá, což představuje poslední dvě stádia vývoje tlakového pole v rámci MCS (Fujita 1955; Johnson 2001).



Obr. 18: Část pásky mikrobarografu Metra z 10 a 11. 8. 2017 z Otrokovic. Označení N a V představuje zaznamenaný přechod mezosynoptické tlakové níže a mezosynoptické tlakové výše. První mezosynoptická tlaková výše souvisí s vývojem jiné squall line a následného bow echa. Poté jsou v barogramu již zaznamenaný změny tlaku související s přechodem squall line s derechem. 1 mm Hg = 1,33 hPa. Vlastní měření, tlak přepočten na hladinu moře.

Horizontální tlakový gradient mezi mezosynoptickou tlakovou níží v týlu MCS a mezosynoptickou tlakovou výší ovlivňuje blokování týlového vtoku chladným vzduchem vytékajícím z MCS za konvektivní linií. Čím více je týlový vtok blokován v dopředném pohybu srážkami, tím větší je tlakový gradient (Johnson 2001). Z hlediska vertikálního tlakového gradientu lze v rámci MCS (obr. 5.) vydělit v oblastech sestupných proudů ve střední troposféře oblast nižšího perturbačního tlaku vzduchu, která v MCS pokračuje dále do oblasti stratiformních srážek podél nulové izotermy. Oblast, kde dochází k tání, tzv. světlý pás označovaný také jako *bright band*, se ve vertikálních řezech z radarových dat vyznačuje zvýšením radarové odrazivosti. Tato mezosynoptická oblast nižšího perturbačního tlaku vzduchu pak směřuje k zemskému povrchu v oblasti stratiformních srážek a spojuje se s přízemní mezosynoptickou tlakovou níží. Oblast prvních dvou až tří kilometrů od zemského povrchu je tak charakteristická relativně nižším perturbačním tlakem vzduchu. V oblasti updraftů v horních částech troposféry dochází pak k formování výraznější oblasti vysokého tlaku vzduchu. Ta dále pokračuje v horní části troposféry do oblasti se stratiformními srážkami (obr. 5). Oblast střední troposféry pak tvoří rozhraní mezi těmito útvary (Rotunno et al. 1988; Markowski, Richardson 2010).

Grim et al. (2009) zkoumali vztah týlového vtoku a tlakového gradientu na konkrétní MCS, která se vyskytla 29. června 2003 v Kansasu. Zjistili, že pokud rychlost týlového vtoku zrychluje, zvyšuje se i gradient perturbačního tlaku vzduchu v oblasti střední troposféry mezi přízemní mezosynoptickou tlakovou níží a mezosynoptickou tlakovou výší v oblasti výstupného proudu směřujícího směrem do oblasti stratiformních srážek ve střední troposféře. Pokud naopak proudění v rámci týlového vtoku slábne, gradient perturbačního tlaku je ve vertikálním směru výrazně nižší.

### 3 Definice a klasifikace jevu derecho

V této kapitole bude definován jev derecho. Uvedeny budou rovněž jednotlivé hlavní definice. Pozornost bude věnována i vývoji označení jevu derecho v historii. Závěr kapitoly bude pojednávat o klasifikaci jevu derecho.

#### 3.1 Definice jevu derecho

Derecho je intenzivní a rozsáhlá větrná bouře spojená s rychle se pohybující linií konvektivních bouří, označovanou také jako squall line, bow echo nebo kvazilineární konvektivní systém (QLCS – z angl. *Quasi-Linear Convective System*) (Corfidi et al. 2022). Aby se dala větrná bouře klasifikovat jako derecho, musí na většině dráhy být pás škod nebo nárazů větru nad  $25 \text{ m.s}^{-1}$  dlouhý alespoň 400 km s výskytem několika nárazů větru alespoň  $33 \text{ m.s}^{-1}$  nebo škodami odpovídajícími tornádu o síle alespoň F1 (ČMeS, online).

Johns a Hirt (1987) uvádějí prahovou hodnotu klasifikace  $26 \text{ m.s}^{-1}$  a minimální dráhu škod nebo nárazů větru 400 km, a to na základě kritérií, která definují tzv. rodinu shluků downburstů (z angl. family of downburst clusters) (Fujita, Wakimoto 1981). Corfidi et al. (2016) uvádějí jako prahovou hodnotu nárazu větru  $25,7 \text{ m.s}^{-1}$  pro identifikaci jevu derecho dle kritérií *National Weather Service* (NWS) a reportů do *Storm Events Database*. Obdobně v Evropě funguje *European Severe Weather Database* (ESWD), kde reportují význačné události meteorologové i dobrovolníci a prahovou hodnotou reportu je zde náraz větru 25 m/s měřený ve výšce 10 metrů nad zemským povrchem reportovaný mimo horské oblasti (ESWD 2014). Rýva (2016) pak stanovil prahovou hodnotu  $25 \text{ m.s}^{-1}$  jako směrodatnou při klasifikaci jevu s přihlédnutím právě k těmto kritériím. Nárazy větru nebo škody musí pak vykazovat časovou posloupnost.

Bentley a Mote (1998) klasifikují derecha podle dráhy a nárazů větru stejně, avšak upravují časovou posloupnost jednotlivých záznamů o nárazech větru na dvě hodiny, prostorově od sebe vzdálených maximálně  $2^\circ$  zeměpisné šířky nebo zeměpisné délky. Coniglio a Stensrud (2004) pak dále derecha rozdělují na slabá, středně silná a velmi silná, přičemž časovou posloupnost reportů silného větru upravují na 2,5 hodiny. Prostorově pak musí být hlášení o nárazech větru nad  $26 \text{ m.s}^{-1}$  od sebe vzdálena maximálně 200 km.

Při studiu příčinných podmínek vzniku derech z blízkých sondáží v USA používají Evans a Doswell (2001) prahovou hodnotu  $25 \text{ m.s}^{-1}$  s maximálním časovým odstupem nárazů větru 2 hodiny a maximální vzdáleností 167 km. Šířka zasaženého území pak musí

být větší než 74 km a nesmí se jednat o případ způsobený tropickou cyklónou. V některých novějších evropských publikacích je použita právě prahová hodnota  $25 \text{ m.s}^{-1}$  z hlediska nárazů větru (Gospodinov et al. 2015; Rýva 2016). V Česku agregoval kritéria Rýva (2016), který vycházel z původní definice Johnsem a Hirtem (1987) a Conigliem a Stensrudem (2004). Porovnání jednotlivých definic je uvedeno v tab. 1.

Corfidi et al. (2016) provedli revizi definice derecha podle Johnse a Hirta (1987) a navrhli na základě některých příkladů výskytu fenoménu derecho ve Spojených státech amerických restriktivnější definici: derecho je podle nich rodina ničivých shluků downburstů, šířících se jedním směrem v rámci MCS, během jehož existence je znatelné jedno bow echo nebo více LEWPs s přítomností týlového vtoku nebo mezosynoptických vírů. Dráha škod musí být kontinuální o minimální šířce 100 km po většinu jejího rozsahu a délce 650 km s dobou trvání přesahující tři hodiny. Škody po silném větru musí nastat po organizaci konvektivních buněk, jakmile je jejich vývoj řízen bazénem studeného vzduchu. Tato navrhovaná definice se zakládá na případech výskytu bouří s velmi silným větrem v USA mezi lety 2010 až 2014.

Corfidi et al. (2016) zároveň navrhují menší systémy, které nesplní kritérium zasaženého území, ale přitom ostatní kritéria splňují, označit předponou „mini“, tedy miniderecha. Podobný úzus je znám například u supercel, kdy se supercely menšího vertikálního rozsahu označují jako low-topped supercely nebo mini-supercely (AMS, online).

Tab. 1: Porovnání jednotlivých základních definic derech.

<b>Johns a Hirt (1987)</b>	<b>Bentley a Mote (1998)</b>	<b>Coniglio a Stensrud (2004)</b>	<b>Rýva (2016)</b>
Plocha koncentrovaných škod odpovídajících nárazům větru nad 26 m/s nebo nárazy větru přesahující 26 m/s naměřené na meteorologické stanici na dráze přesahující 400 km.	Plocha koncentrovaných škod odpovídajících nárazům větru nad 26 m/s nebo nárazy větru přesahující 26 m/s naměřené na meteorologické stanici na dráze přesahující 400 km.	Plocha koncentrovaných škod odpovídajících nárazům větru nad 26 m/s nebo nárazy větru přesahující 26 m/s naměřené na meteorologické stanici na dráze přesahující 400 km.	Oblast hlášených škod způsobených větrem a/nebo náraz větru alespoň 25 m/s musí mít hlavní osu alespoň 400 km dlouhou.
Hlášení o škodách způsobených větrem a nárazy nesmějí být nahodilé, musí mít chronologický aspekt jako jedna nebo více ploch škod směřujících jedním směrem.	Hlášení o škodách způsobených větrem a nárazy nesmějí být nahodilé, musí mít chronologický aspekt jako jedna nebo více ploch škod směřujících jedním směrem.	Hlášení o škodách způsobených větrem a nárazy nesmějí být nahodilé, musí mít chronologický aspekt jako jedna nebo více ploch škod směřujících jedním směrem.	Hlášení o škodách způsobených větrem a nárazy větru musí vykazovat chronologický postup, nikoliv náhodný vznik v čase v rámci oblasti, tj. události musí souviset s postupem konvektivního systému v rámci jednoho či více pásů.
V oblasti musí být minimálně tři oblasti vzdálené od sebe 64 nebo více km s nárazy větru nad 33 m/s nebo škodami odpovídajícími na Fujitově stupnici F1.	Nevyužito kritéria s minimálně třemi nárazy větru nad 33 m/s větru nebo škodami klasifikovanými jako F1 vzdálených od sebe více než 64 km.	Rozdělení na slabá derecha (low end), která nesplňují kritéria pro středně silná derecha (moderate) – stejná definice jako Johns a Hirt (1987) s třemi nárazy větru nad 33 m/s, a silná derecha (high end) s třemi nárazy větru nad 38 m/s nebo jim odpovídajícími škodami F1/T3 v rámci MCS.	Rozdělení na slabá derecha (low end), která nesplňují kritéria pro středně silná derecha (moderate) – stejná definice jako Johns a Hirt (1987) s třemi nárazy větru nad 33 m/s, a silná derecha (high end) s třemi nárazy větru nad 38 m/s nebo jim odpovídajícími škodami F1/T3 v rámci MCS.
Časově se dva poslední reporty o škodách nebo naměřených nárazech větru nesmějí lišit o více než 3 hodiny.	Časově se dva poslední reporty o škodách nebo naměřených nárazech větru nesmějí lišit o více než 2 hodiny.	Časově se dva poslední reporty o škodách nebo naměřených nárazech větru nesmějí lišit o více než 2,5 hodiny.	Časově se dva poslední reporty o škodách nebo naměřených nárazech větru nesmějí lišit o více než 3 hodiny a žádné hlášené škody nesmí být dále než 200 km od jiných škod v rámci pásu nárazů větru/škod větrem.
Přidružený konvektivní systém musí být indikován v přízemním tlakovém poli a poli přízemního větru, musí mít časovou i prostorovou kontinuitu. Pohyb radarových ech spojených se systémem však nemusí být nepřetržitý.	Konvektivní systém musí mít časovou i prostorovou posloupnost s méně než 2° zeměpisné šířky nebo zeměpisné délky od sebe vzdálenými nárazy větru.	MCS musí mít časovou i prostorovou kontinuitu s tím, že vzdálenost mezi reporty o silném větru nebo škodách nesmí přesahovat 200 km.	Mateřský konvektivní systém musí vykazovat časovou a prostorovou spojitost v poli přízemního větru a tlaku vzduchu i tehdy, kdy se systém jeví na radaru jako neucelený.
Musí se jednat o stejný MCS indikovaný podle dostupných radarových dat.	Musí se jednat o stejný MCS indikovaný na základě škod a záznamech o nárazech větru ze stanic s časově chronologickým charakterem.	Musí se jednat o stejný MCS indikovaný podle dostupných radarových dat.	Pokud jsou hlášení o škodách a nárazech větru soustředěny do více pásů, pak tyto musí souviset svým vznikem se stejným MCS.

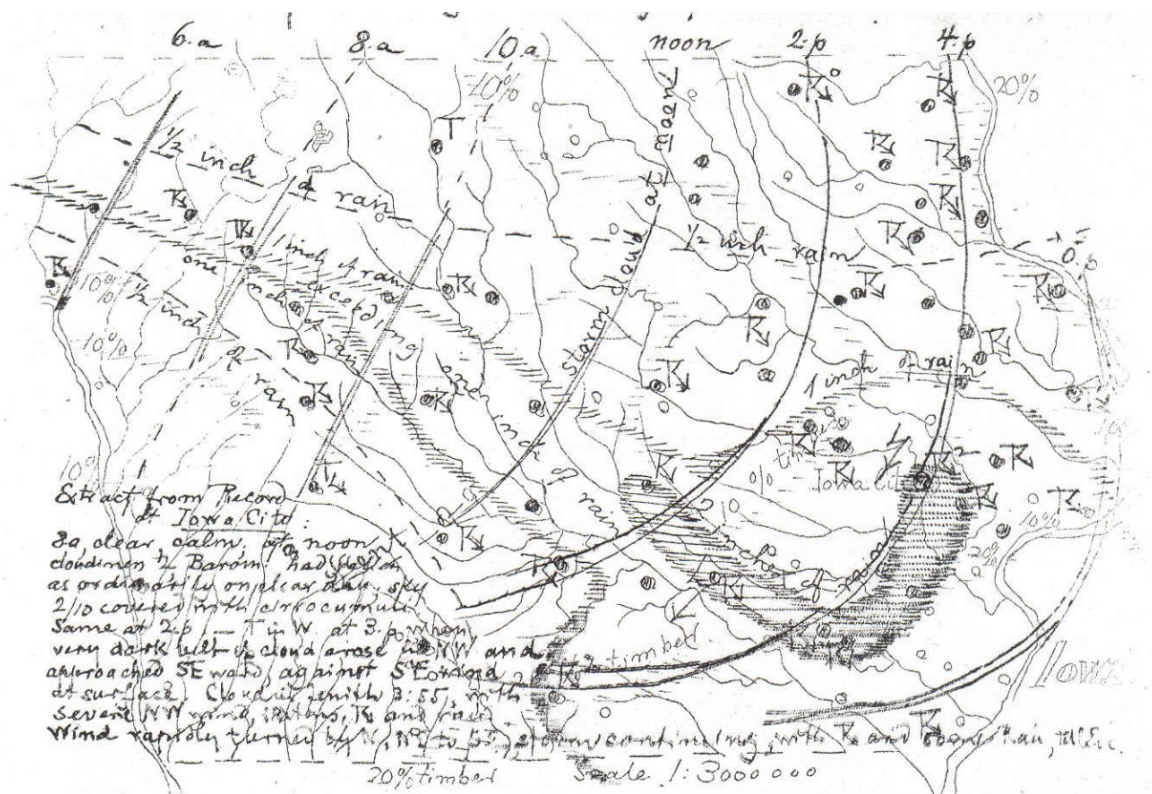
## 3.2 Vývoj označení jevu

Název *derecho*, který pochází ze španělštiny a znamená „přímý“ nebo „rovný“, byl poprvé použit Dr. Gustavusem Hinrichsem v roce 1888 (Hinrichs 1888). Článek, v němž tento termín navrhuje, byl publikován v časopise *American Meteorological Journal* a pojednával o větrné bouři ve státě Iowa dne 31. července 1877. Termín měl odlišit velmi silný vítr v přímém směru vyvolaný konvektivními bouřemi od silného větru rotujícího kolem své vertikální osy v rámci tornád. Název tornádo totiž také pochází ze španělštiny ze slova „*tornar*“, které v překladu znamená „otočit“. Slovo *derecho* však zmizelo v zapomnění po téměř sto let a znovu bylo použito až meteorology Robertem Johnsem a Williamem Hirtem (1987).

Ve stejné době, jako se věnoval Hinrichs *derechům*, John P. Finley, první důstojník americké armády, se zabíral ve svém volném čase tornády. Postupně sbíral svědectví o výskytech tornád a využíval je ve svých publikacích. Vznikla tak první síť pozorovatelů tornád. V roce 1888 Finley ve své publikaci rozebírá tornáda v Iowě, čemuž však Hinrichs oponuje. Hinrichs napadl jeho metodiku záznamu tornád a prohlásil, že některé z jím klasifikovaných tornád ve skutečnosti tornády nejsou a že se jedná o škody způsobené silnými sestupnými proudy (dnes označovanými jako *downbursty*) a jejich šířením (Galway 1985; Johns 2007). Hinrichs během 70. a 80. let 19. století rovněž okolo sebe shromáždil stovky dobrovolníků, kteří mu pomáhali s meteorologickými měřeními a posílali mu informace o pozorovaných konvektivních bouřích. Kvůli tomu mohl bouře zkoumat ve větším rozsahu. To vedlo k označení velkoprostorových větrných bouří, které nemají s tornády nic společného, termínem *derecho*. V publikaci z roku 1888 navrhuje pro tento jev sice termín „*derecho*“, ale zároveň užívá termín „*squall*“ (Hinrichs 1888).

První mapa šíření *squall line* s *derechem* byla publikována Hinrichsem již v roce 1878 (Hinrichs 1878). Mapa dokumentuje chronologický postup *squall line* s *derechem* přes území Iowy (obr. 19). Podobná symbologie u map vyjadřujících izochrony pohybu *squall line* se používá dodnes i v nejnovějších publikacích. Mapa kromě aspektu časového ukazuje i charakteristické prohnutí *squall line* do bow echa. Kromě toho je mapa doplněna údaji o srážkách. Hinrichs (1878) uvádí, že plocha zasažená bouří byla více než 20 tisíc čtverečních mil. Při přechodu bouře došlo k výrazným změnám tlaku vzduchu měřeným barometrem. Většinu oblasti zasažené bouří (obr. 19) provázely srážkové úhrny nad 1 palec, tj. 25,4 mm. Přibližně v oblasti nad 1000 čtverečních mil spadlo více než 2 palce srážek, tj. 50,8 mm.

Přímo v Iowa City pak spadlo 2,55 palce (64,8 mm) za méně než 50 minut. Uvádí taktéž, že přízemní vítr foukal jihovýchodní, za bouří se stočil na severozápadní, což znamená, že byl směr větru před bouří opačný vůči pohybu squall line, a tudíž na squall line tím pádem docházelo k podpoře výstupných pohybů vlivem výraznější přízemní konvergence.

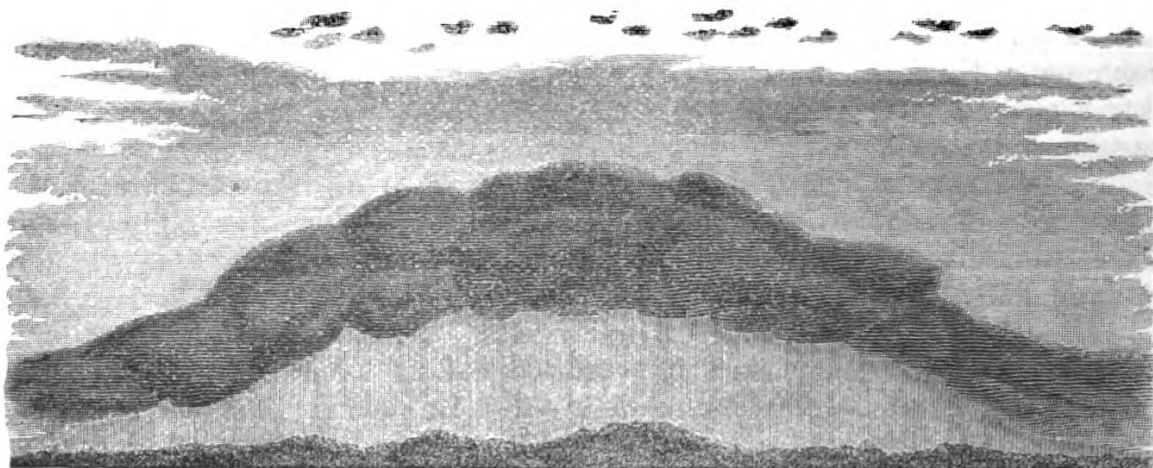


Obr. 19: Mapa události ze dne 31. července 1877, převzato z Hinrichs (1878)

V roce 1889 Hinrichs ztratil pozici meteorologa v Iowě a odešel do St. Louis v Missouri učit chemii. Ani Finley se v té době již nevěnoval tornádům, v roce 1887 jej totiž nahradil jiný úředník, který ukončil tento výzkum tornád. V první polovině 90. let 19. století byl Finley přiřazen k pěší divizi americké armády, takže jeho aktivní osobní zapojení do výzkumu tornád končí. Navíc v roce 1891 došlo k převedení meteorologické služby z rukou armády do rukou ministerstva zemědělství. Dalších padesát let se v oficiálních předpovědích počasí v USA termín tornádo nesměl užívat kvůli pragmatickým a politickým názorům ze strany vlády USA. Termín *derecho* nakonec zcela upadl do zapomnění na dalších bezmála sto let (Johns 2007).

Podrobné analýzy větrných bouří tohoto typu byly provedeny i v Evropě Dr. Wladimirem Köppenem (1879, 1882, 1886, 1896). Hinrichs po přečtení Köppena článku vydaného v roce 1879 nazýval bouři, která se vyskytla v Iowě, umírněněji termínem „squall“ (Hinrichs 1888). Köppen totiž používal označení „Gewitterböen“, v anglickém

překladu „*thundersqualls*“ (Punkka et al. 2006), v českém překladu pak lze použít sousloví bouřkové húlavy. Köppen (1879, 1882) se rovněž zaobírá změnami tlaku vzduchu při přechodu bouří a analyzuje detailněji vybrané případy. Köppen (1896) studuje rovněž rozdíly škod po tornádu (v překladu jej nazývá trombou) a po microburstech (v překladu je nazývá lokálními bouřemi). Terminologie v té době není zcela jednoznačná, kupříkladu Námořní příručka pro Atlantský oceán rozděluje bouře na „lokální“ a „natažené“ v doslovném překladu do češtiny. Zároveň pojednává o tom, že oba typy bouří jsou charakterizovány krátkodobou rychlostí větru větší než  $20 \text{ m.s}^{-1}$ . U druhého termínu je pak charakteristické kolmé dopředné šíření vůči samotné linii bouří, před kterou rotuje v horizontálním směru oblačný válec (obr. 20). Dnes víme, že se jedná o zvláštnost arcus nebo též *shelf cloud*. Köppen (1896) rovněž uvádí i horizontální rozsah těchto bouří v řádu stovek kilometrů ve směru šíření.



Obr. 20: Skica „oblačného válce“, tedy zvláštnosti arcus. Převzato z Köppen (1882).

Ve 20. a 30. letech 20. století bylo publikováno několik studií o silných bouřích v Evropě i v USA (Johns 2007). Jednou z nich je disertační práce Johannese Letzmanna (1923), kde je o derechu pojednáno v souvislosti se škodami po bouřích a úhlu pádů stromů při konvektivních bouřích se snahou o rozlišení škod po tornádu a po přímočarém větru.

V této době oblast střední Evropy zasáhla velmi silná větrná bouře dne 4. 7. 1929. Ta byla označována souhrnně v rámci záznamů z kronik, meteorologických stanic i v tisku jako vichřice, v německém a rakouském tisku pak jako „*Orkan, Windsbraut, Wirbelsturm*“ nebo jen „*Sturm*“, tedy orkán, či vichřice nebo jen bouře.

Těžiště výzkumu silných konvektivních bouří se postupně po druhé světové válce přesunulo do Spojených států amerických. Výzkum se však zaměřoval na tornáda a

tornadické bouře, pouze pomalu se rozvíjí výzkum silného větru nesouvisejícího s tornády. Postupně však přibývá leteckých neštěstí způsobených downbursty, jimiž se začal se zabírat T. Fujita (Johns 2007), později i se svým studentem Wakimotem, kteří definovali pět různých měřítek ničivého větru v rámci konvektivních bouří (Fujita 1981; Fujita, Wakimoto 1981). Fujita (1981) navrhoval pro konvektivní bouře doprovázené silným větrem po dráze delší než 400 km označení jako tzv. rodina shluků downburstů. Právě délku dráhy nad 400 km využili ve své definici jevu derecho až po téměř sto letech od prvního užití tohoto termínu Hinrichsem meteorologové Johns a Hirt (1987). Poté následuje především ve Spojených státech amerických intenzivní výzkum tohoto jevu. Po roce 2000 začaly být postupně mapovány tyto větrné bouře i v Evropě. První novodobé práce, zabírající se derechy v Evropě, byly publikovány Gatzemem (2004) a Punkkou et al. (2006).

### **3.3 Klasifikace jevu derecho z hlediska doby výskytu a synoptických podmínek**

Derecha se liší z hlediska podmínek vzniku a v jakém období se vyskytují. Z hlediska těchto podmínek je můžeme rozdělit na derecha v zimním období (*colder season derecha*) a derecha v letním období (*warm season derecha*) (Corfidi et al. 2022). Evans a Doswell (2001) rozlišují tzv. strong forcing (SF) a weak forcing derecha (WF) a případy hybridní, tedy takové, kdy nebyla kategorizace zcela jednoznačná. Johns (1993) definuje tato derecha z pohledu synoptických charakteristik, jen je nazývá jinými termíny. Podobně Corfidi et al. (2022) rozlišují tzv. *serial derecha* a *progressive derecha*, která odpovídají SF a WF derechům dle Evanse a Doswella (2001). *Strong forcing* derecha jsou spojena s vyvíjející se tlakovou níží, kdy squall line vzniká přímo na studené frontě, přičemž vznikají jednotlivé LEWPs. *Weak forcing* derecha pak vznikají v blízkosti zvlněného frontálního rozhraní a samotná squall line nedosahuje takové délky a vzniká často jedno výrazné bow echo (Johns, Hirt 1987; Johns 1993).

#### **3.3.1 Rozdíly mezi strong forcing (SF) a weak forcing (WF) derechy**

*Strong forcing* derecha (Evans, Doswell 2001) nebo též *serial derecha* (Johns, Hirt 1987) jsou vázaná na výraznou podporu studené fronty. Tato derecha mají často velký horizontální rozsah v šířce zasaženého území a skládají se s jednotlivých LEWPs. Celá squall line, přesněji kvazilineární konvektivní systém – QLCS (z angl. *Quasi-Linear Convective System*) – se pohybuje se studenou frontou často ze západu na východ, přičemž úhel mezi průměrným větrem ve vertikálním směru a šířením squall line je menší než u weak forcing derech. Ve

Spojených státech amerických se tato derecha objevují nejčastěji na jaře a na podzim (Corfidi et al. 2022). Méně často se pak vyskytují tyto případy v zimě (Evans, Doswell 2001). Corfidi et al. (2016) navrhuji označovat *serial* nebo *strong forcing derecha* jako “*squall-line windstorms*”, tedy větrné bouře na squall line v českém překladu kvůli odlišným fyzikálním charakteristikám jejich vzniku a také ve vztahu k informování veřejnosti.

Výskyt strong forcing derecha je spjat se studenou frontou vázanou na cyklonu, která se tvoří v oblasti východně od Skalistých hor. Před studenou frontou v přízemních hladinách převažuje advekce teplého a vlhkého vzduchu z Mexického zálivu, naproti tomu ve výšce převažuje západní proudění (Johns, Hirt 1987).

Weak forcing derecha (Evans, Doswell 2001) neboli progressive derecha (Johns a Hirt 1987) se naopak nevyznačují vazbou na studenou frontu. Squall line je kratší než u SF derech. Typicky šířka squall line dosahuje od 65 do 400 km. Vektor průměrného větru směřuje ve směru pohybu systému téměř kolmo na squall line. Jsou často charakteristické jedním rozsáhlým bow echem (Corfidi et al. 2022). WF derecha vznikají v blízkosti stacionární zvlněné studené fronty. Východně od Skalistých hor se nachází tlaková výše, na jejíž přední straně proudí vzduch od severozápadu. Naopak v oblasti severozápadu USA se pak vyvíjí v přízemním tlakovém poli tlaková níže. WF derecho se pak z této oblasti pohybuje směrem na jihovýchod (Evans, Doswell 2001).

V některých případech vznikají hybridní derecha, která kombinují podmínky obou výše zmíněných typů. Tato derecha vznikají v létě, postupují od západu na východ, kdy ve výšce převažuje západní proudění. V přízemním tlakovém poli se tvoří tlaková níže v oblasti Oklahomy a Missouri, podél stacionární fronty pak postupuje squall line s derechem (Evans, Doswell 2001).

Sipos et al. (2021) aplikovali podobnou typizaci na některé příklady v Evropě. Zároveň však u některých případů hybridních derech není zcela jasná typizace. Autoři uvedli jako příklad SF derecha orkán způsobený cyklonou Emma, která zasáhla střední Evropu 1. března 2008. Jako příklad WF derecha uvádějí událost z 25. června 2008, která zasáhla Česko. Dle definic (Johns, Hirt 1987; Johns 1993; Evans, Doswell 2001) tak lze hledat podobné vlastnosti derech i v Evropě včetně jejich výskytu.

### 3.3.2 Derecha vznikající při nízké vlhkosti vzduchu

Derecha se vyskytují za nižší relativní vlhkosti vzduchu v mezní vrstvě atmosféry než například supercely (Doswell, Evans 2003). Zřídka se však může vyskytnout derecho ve velmi suchém prostředí v mezní vrstvě atmosféry, kdy teplota rosného bodu při zemském povrchu činí méně než 10 °C, což koresponduje s nižšími hodnotami CAPE. Corfidi et al. (2004) vybrali několik událostí, kdy se derecho tohoto typu vyskytlo. Za období od poloviny 70. let 20. století do počátku 21. století bylo vytipováno 8 případů silného větru za podmínek nízké vlhkosti vzduchu, a to jak při zemi, tak v rámci celého vertikálního profilu. V rámci vertikálního profilu byl užit výpočet potenciální srážkové vody, který u událostí tohoto charakteru činí 12,5 mm. Byla zde zahrnuta i jedna událost s hodnotou potenciální srážkové vody 15 mm.

Jelikož pět z osmi případů nespĺňovalo kritéria stanovená Johnsem a Hirtem (1987), byla Corfidim et al. (2004) snížena hranice délky dráhy škod na 200 km. Většina událostí se vyskytla na severovýchodě USA, jedna pak mezi Utahem a Wyomingem. Průměrná doba trvání události činila čtyři hodiny, což je méně než u klasických derech, které analyzovali například Bentley a Mote (1998). Jedná se o hybridní formy derecha, které se vyskytují nejčastěji od podzimu do jara, příležitostně se mohou objevit v rámci teplejší poloviny roku v sušších oblastech USA. Některé systémy mají vlastnosti *strong forcing* derech a některé spíše *weak forcing* derech. Derecho doprovází často suché downbursty (Corfidi et al. 2022). Tato derecha se vyskytují těsně před studenou frontou. Iniciace konvekce může probíhat právě v důsledku fronty nebo výrazného *jet streaku* (Corfidi et al. 2006).

Podobný případ derecha, které se vyvíjelo ve výrazně suchém prostředí, byl pozorován i 17. září 2017 na jihovýchodě Evropy. Derecho bylo nakonec klasifikováno jako WF derecho a urazilo dráhu delší než 500 km. Derecho vzniklo na severu Bosny a Hercegoviny a přes Srbsko, Rumunsko a Maďarsko pokračovalo až na Ukrajinu. Nárazy větru při derechu dosahovaly až 40 m.s<sup>-1</sup>. Systém konvektivních bouří se začal formovat již v ranních hodinách v Chorvatsku a Bosně a Hercegovině, následně přecházel přes Bosnu a Hercegovinu z vlhkého do výrazně suchého prostředí. Před samotnou studenou frontou se nacházela linie konvergence mezi Srbskem a Rumunskem. Vzhledem k tomu, že systém vznikl za výrazné podpory stříhu větru, vyskytovaly v rámci něj i supercely (Sipos et al. 2021).

### 3.4 Klasifikace jevu derecho z hlediska jeho intenzity

Coniglio a Stensrud (2004) derecha klasifikovali do tří kategorií dle intenzity (tab. 1). Derecha splňující kritéria dle Johnse a Hirta (1987) klasifikovali jako středně silná (*moderate derecha*). Ta tedy musí splňovat podmínku dráhy delší než 400 km, v rámci níž musí MCS produkovat nárazy větru nad  $26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Zároveň musí být v oblasti nalezeny škody klasifikované dle Fujitovy stupnice jako F1 (Fujita 1971), resp. T2 dle Torro stupnice (Meaden 1976).

Oproti tomu slabá (*low end*) derecha splňují všechny parametry pro derecha, tedy nárazy větru po dráze větší než 400 km přesahují  $26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , nicméně není splněno kritérium minimálně tří nárazů větru nad 33 m/s nebo škod F1/T2. Naopak klasifikace velmi silných (*high-end*) derech se zakládá na minimálně třech nárazech větru nad  $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  nebo škod klasifikovaných jako F1/T3 oddělených od sebe alespoň 64 km (Coniglio, Stensrud 2004).

## 4 Derecha ve světě a v Evropě

Následující kapitola zmapuje výskyt a podmínky vzniku jevu derecho ve světě a v Evropě. V závěru budou porovnány podmínky vzniku jevu derecho v Evropě z představených klimatologií s podmínkami vzniku jevu v USA.

### 4.1 Rozšíření jevu derecho ve světě

Kromě Spojených států amerických, kde jsou dostupné detailní analýzy a klimatologie jevu (Johns, Hirt 1987; Bentley, Mote 1998; Evans, Doswell 2001; Coniglio, Stensrud 2004), se derecha vyskytují také v Evropě, Jižní Americe nebo Číně.

Případy výskytu derech v Jižní Americe byly popsány na jihu Brazílie, severovýchodě Argentiny a v Uruguayi. V letech 2013 a 2014 se zde vyskytla dvě derecha, a to 29. května 2013 (podzim na jižní polokouli) a 18.–19. října 2014 (jaro na jižní polokouli). Obě situace se vyznačovaly tím, že MCS postupoval ze západu na východ. Oba případy rovněž spojovala vyšší vlhkost vzduchu při zemi i ve výšce zjištěná z blízkých sondáží. Celková potenciální srážková voda činila při události z 29. května 2013 36 mm, při výskytu derecha 19. října pak 49 mm. Derecha se vyskytla za výraznějšího vertikálního stříhu větru mezi 0 až 6 km, jehož hodnoty v obou případech přesahovaly  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a středních až vyšších hodnotách MLCAPE. V prvním případě byla hodnota MLCAPE  $1024 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  a v druhém případě  $1544 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  (Figueiredo et al. 2019).

Další lokalitou, kde byla derecha pozorována, je Čína. Například 17. dubna 2011 se vytvořilo na jihu Číny v provincii Guangdong derecho. Squall line a bow echo se následně vyvinulo z HP supercely. Zatímco při zemském povrchu v blízkosti MCS s derechem byl vzduch vlhký, vzduch ve střední a horní troposféře byl výrazně sušší. Derecho vzniklo za podmínek výrazného vertikálního stříhu větru. Vertikální stříh větru mezi 0 až 3 km činil průměrně  $22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  a mezi 0 až 6 km pak  $31 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . MUCAPE dosahovala hodnot  $1184 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$  z blízkého aerologického měření ve Wuzhou. V mezní vrstvě atmosféry pak bylo patrné jihovýchodní proudění proti pohybu MCS (Rudi et al. 2012).

Corfidi et al. (2022) uvádí, že se mohou v jarních měsících vyskytovat derecha i ve východní Indii a Bangladéši. Tyto intenzivní bouře jsou zde známy pod obecným označením Nor'westers. Nor'westers se vyskytují od března do května a jedná se o bouře doprovázené silným větrem, velkými kroupami a také tornády. Tyto bouře většinou směřují ze severozápadu až severu k jihovýchodu až jihu. Nor'westers se dělí na čtyři typy – A, B, C,

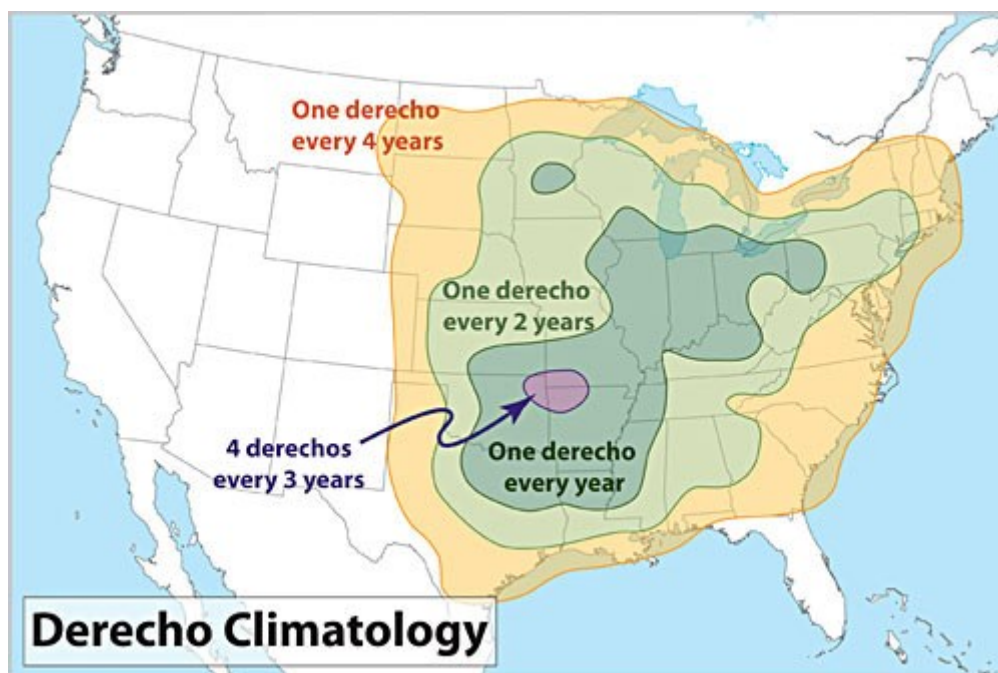
D. Typ A je charakteristický tím, že se formuje nad plošninou Chota Nagpur a směřuje západním nebo severozápadním směrem. Typ B se vyvíjí v submontánní oblasti Himaláje a postupuje směrem k jihu. Typ C se vyvíjí v pohoří Nagaland na hranicích Indie a Barmy a bouře směřují západním směrem. Bouře typu D se také pohybují směrem k jihu, nicméně vznikají jihovýchodně od bouří typu B. U typu A hraje zásadní roli při iniciaci konvekce výrazné vlhkostní rozhraní tzv. *dryline* (Ghosh et al. 2008). Das et al. (2015) zkoumali tyto situace na jaře roku 2008 a většinu bouří klasifikovali jako squall line, přičemž některé případy vykazovaly na radarových datech prohnutí do bow echa. Na některých stanicích při přechodu těchto bouří byly pak zaznamenány nárazy větru nad  $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Dalal et al. (2012) definuje typ A bouří Nor'westers jako tropickou squall line v rámci MCS. Většina bouří (65 %) zde tvoří squall line s připojenou vrstevnatou oblačností v zadní části (*trailing stratiform*) (Dalal et. al 2012).

## 4.2 Klimatologie jevu derecha v USA

Ve Spojených státech amerických se vyskytují derecha v letním období (květen až srpen) nejčastěji na Středozápadě a jihozápadně od Velkých jezer a také v oblasti lokalizované mezi státy Kansas, Missouri a Oklahomu. Mezi lety 1986 až 2001 bylo v těchto oblastech zaznamenáno 25 až 30 případů derech v letním období. Zatímco byl v letech 1986 až 1995 počet derech vyšší v oblasti východně od Oklahomy, mezi lety 1996 až 2001 bylo zaznamenáno výrazně více derech jihozápadně od Velkých jezer. Zatímco slabá a středně silná derecha se vyskytují v oblasti východní Oklahomy, Kansasu a Missouri, těžiště výskytu velmi silných derech v letním období se nachází jihozápadně od Velkých jezer (Coniglio, Stensrud 2004).

Dle Coniglia a Stensruda (2004) se vyskytovala mezi lety 1986 až 2001 v zimním období (od září do dubna) v USA slabá derecha nejčastěji na jihu, a to především v Louisianě, Mississippí a Alabamě. Nejčastější výskyt středně silných derech v zimním období je pak lokalizován v oblasti států Arkansas a Missouri a jižně až jihovýchodně od Velkých kanadsko-amerických jezer. Velmi silná derecha se pak taktéž vyskytují v oblasti jihu až jihovýchodu USA v pásu od východu Texasu přes Mississippí, Tennessee a Kentucky až k jihozápadní části státu Ohio. Bentley a Mote (1998) zjistili, že nejdelší dráhu derecha dosahují na jaře, a to v dubnu, a také v létě. Naopak nejkratší dráha je zaznamenána u případů vyskytujících se v zimním období.

V USA se průměrně nejvíce případů vyskytuje ve východní části Oklahomy, na jihozápadě Missouri a na severozápadě Arkansasu. V této oblasti se vyskytnou přibližně čtyři derecha za tři roky. V oblasti od severovýchodní části Texasu až po Velká jezera se průměrně vyskytuje jeden případ derecha za rok (obr. 21). Nejvíce větrných bouří typu derecho se vyskytuje pak od května do července (Corfidi et al. 2022).



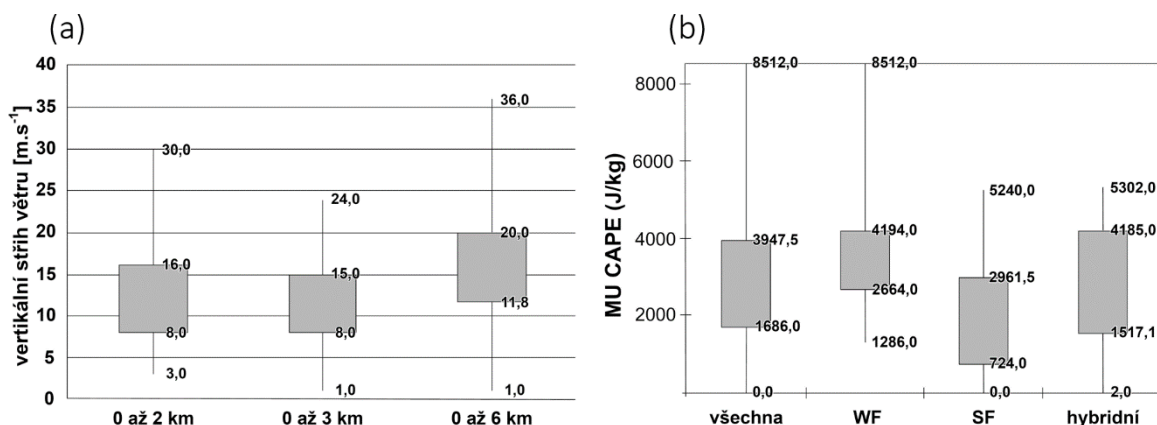
Obr. 21: Četnost výskytu jevu derecho v USA. Převzato z Corfidi et al. (2022).

### 4.3 Podmínky vzniku jevu derecho v USA

Vzniku jevu derecho předchází široká variabilita podmínek, za kterých tento jev vzniká, a to jak v USA (Evans, Doswell 2001), tak v Evropě (Gatzen et al. 2020). Podmínky, které předcházejí vzniku jevu derecho v Evropě budou diskutovány podrobně později (viz kap. 4.4). Rovněž budou v této kapitole představeny podmínky vzniku WF a DF derech.

SF derecha jsou charakteristická nižšími hodnotami MLCAPE i MUCAPE, naopak vyššími hodnotami dvoukilometrového i šestikilometrového stříhu větru (obr. 21a). Podmínky pro tvorbu WF derecha pak charakterizují vyšší hodnoty MLCAPE a MUCAPE (obr. 22b), a naopak nižší hodnoty vertikálního stříhu větru, a to jak dvoukilometrového, tak šestikilometrového. Jsou případy, kdy se SF derecha v USA vyskytla i za nízkých hodnot ML nebo MUCAPE blížících se nulové hodnotě. WF derecha jsou charakteristická hodnotami MUCAPE v rozmezí 2700 až 4200 J.kg<sup>-1</sup> v rámci 50 % hodnot ze sledovaných

blízkých sondáží. Naopak SF derecha hodnotami MU CAPE přibližně v rozmezí 700 až 3000 J.kg<sup>-1</sup> (Evans, Doswell 2001).



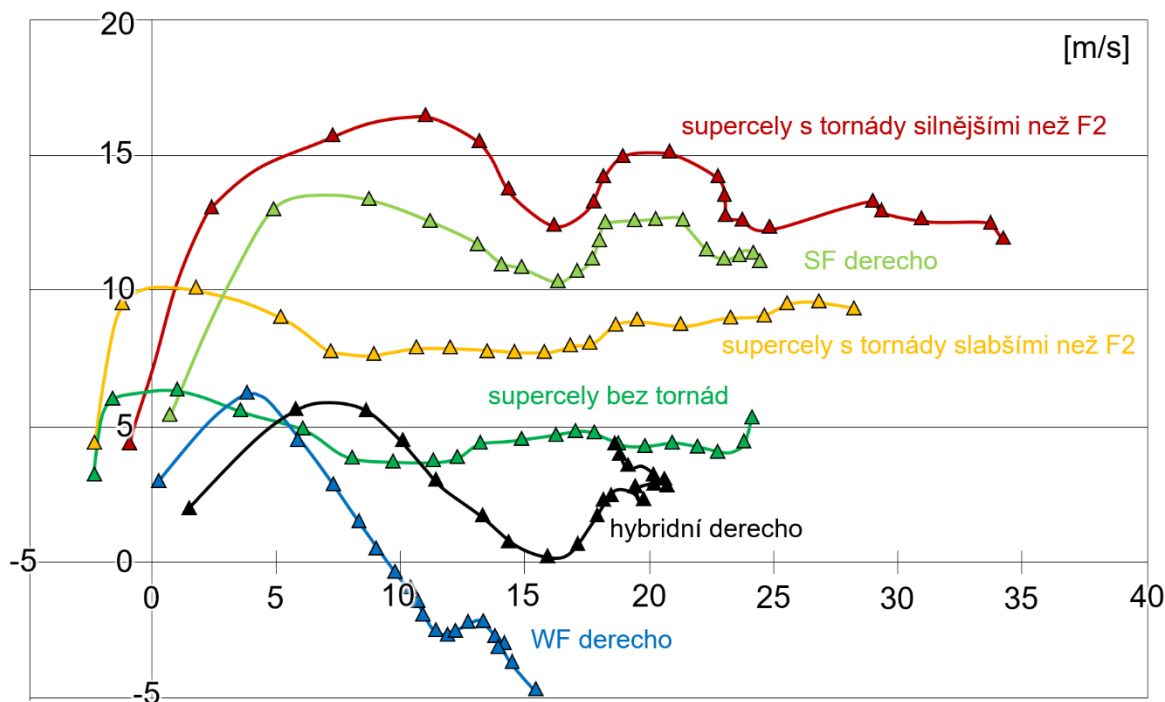
Obr. 22: Porovnání podmínek vzniku derech ze 113 blízkých sondážních měření. (a) vertikální stříh větru v různých vrstvách atmosféry bez ohledu na typ derecha; (b) hodnoty MUCAPE dosahované při různých typech derech. Převzato z Evans a Doswell (2001), upraveno.

Zatímco WF derecha jsou časovou doménou letního období v USA, SF derecha se zde vyskytují po celý rok včetně zimních měsíců, přičemž nejvíce se jich vyskytuje v květnu. Bentley a Mote (1998) tak spojují právě derecha v zimním období (*cool season derecha*) se SF derechy, která se často v zimním období vyskytují na jihu a východě USA.

Z hlediska indexu CAPE a vertikálního stříhu větru platí obecně vztah nepřímo úměrný pro vznik derecha mezi dvoukilometrovým vertikálním stříhem větru a CAPE. Zpravidla čím je silnější instabilita (a tedy vyšší hodnoty CAPE), tím je zapotřebí menšího dvoukilometrového vertikálního stříhu větru, aby derecho vzniklo. U šestikilometrového vertikálního stříhu větru je pak tato souvislost méně výrazná (Evans, Doswell 2001). Tato charakteristika souvisí s oblastí nižšího tlaku vzduchu ve střední troposféře v oblasti připojené vrstevnaté oblačnosti MCS (Markowski, Richardson 2010).

Doswell a Evans (2003) porovnali průměrné hodografy a sondážní diagramy získané z blízkých sondážních měření ve vztahu k supercelám a derechům v USA (obr. 23). Sami upozorňují, že je třeba tyto výstupy brát s určitou rezervou. Z hodografů však lze zaznamenat, že v prostředí vzniku tornadických supercel s tornády o síle F2 a silnějšími dominuje výrazné proudění ve výšce, stříh větru a zároveň stáčení pole větru z jižního na západní proudění s výškou. Jistou podobnost lze pozorovat i u SF derech, kde je však proudění ve výšce slabší. Průměrné hodografy supercel, při nichž se tornádo nevyskytne,

sice vykazují stáčení pole větru ve spodních hladinách, nicméně ono stáčení, tedy i hodnoty helicity generované samotným prostředím jsou nízké oproti hodnotám helicity v prostředí, kdy se vyskytují tornadické supercely. Pro muticely jsou naopak charakterističtější rovné hodografy (Púčik et al. 2021), přesto je v rámci průměrného hodografu WF derech znatelné mírné stáčení pole větru v mezní vrstvě atmosféry.



Obr. 23: Průměrné hodografy z blízkých sondáží pro supercely a derecha. Osy X a Y zobrazují zónální a meridiální komponenty vektoru větru. Převzato z Doswell a Evans (2003), upraveno.

Ačkoliv rozdíl v rámci hodografů z blízkých sondážních měření není mezi SF derechy a tornadickými supercelami tak patrný, mezi WF a SF derechy patrný je. Z průměrného hodografu z blízkých sondážních měření je navíc patrné slabší proudění ve výšce u WF derech. Podobně je to i u hybridních derech. Obecně se WF derecha vyskytují při nižších hodnotách stříhu větru a vyšších hodnotách CAPE a při vyšší teplotě vzduchu ve 2 metrech nad zemí. Zároveň se WF derecha vyskytují při nižších hodnotách stříhu větru i helicity. Je třeba však uvést, že samotná volba metodiky blízkých sondáží může ovlivnit výsledek parametrů počítaných v rámci vertikálního profilu i tvaru hodografu, jelikož samotná konvektivní bouře ve svém okolí může transformovat podmínky (Potvin et al. 2010).

### 4.3.1 Derecho Composite Parameter

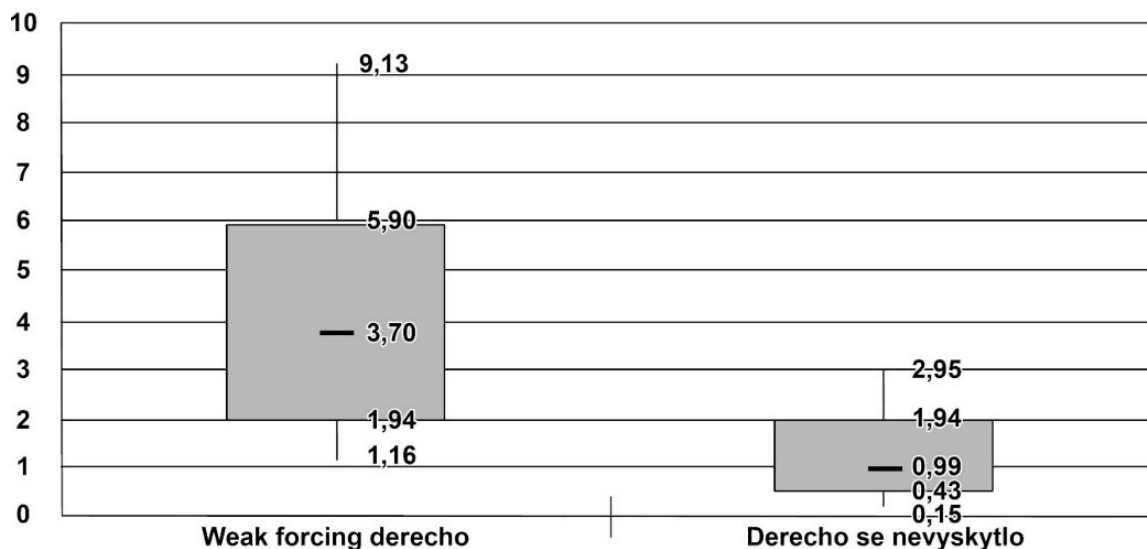
Pro zjednodušení předpovědí některých nebezpečných jevů či procesů se v operativní meteorologii používají složené parametry, které sestávají z několika dílčích charakteristik konvektivního prostředí. Jedná se například o Significant Tornado Parameter (STP), Supercell Composite Parameter (SCP) nebo Microburst Composite Parameter (MCP). Podobně lze definovat i složený parametr pro předpověď jevu derecho, označovaný jako Derecho Composite Parameter (DCP).

V operativní meteorologii se pak následně pro předpovědi jevu postupně zavádí tzv. Derecho Composite Parameter (DCP) jakožto produkt výpočtu ze sondážních měření nebo pseudosondáží z modelů numerické předpovědi počasí. Výpočet je založen na násobení čtyř základních faktorů, které jsou považovány za zásadní při výskytu derecha. Jsou to DCAPE, MUCAPE, stříh větru v rámci 0 až 6 km výšky určující míru organizace konvektivních buněk a průměrná rychlost větru v rámci 0 až 6 km výšky zajišťující vývoj konvektivních buněk na gust frontě (NOAA, online). DCP je možno spočítat dle vzorce

$$DCP = \left(\frac{DCAPE}{980}\right) \left(\frac{MUCAPE}{2000}\right) \left(\frac{\text{střih větru (0 - 6 km)}}{10,2}\right) \left(\frac{\text{rychlost větru (0 - 6km)}}{8,16}\right), \quad (6)$$

kde stříh větru je nutno dosadit v m/s. DCP nemá jednotku.

DCP byl sestaven na základě blízkých 51 blízkých sondáží v prostředí s WF derechy. Další 31 blízkých sondážních měření zahrnovalo výskyt MCS, kdy se WF derecho nevyskytlo. U situací, kdy nedošlo k zformování derecha, je zřetelně výrazně nižší DCP, kdy 50 % hodnot je v intervalu mezi 0,43 až 1,94 s mediánem 0,99. Naopak polovina hodnot z datasetu sondážních měření, kdy se vyskytlo derecho, se pohybuje v intervalu 1,94 až 5,9 s mediánem 3,7 (obr. 24) (Coniglio et al. 2005).



Obr. 24: Srovnání hodnot DCP v případě, kdy se vyskytlo WF derecho a v případě, kdy se v rámci MCS derecho nevyskytlo. Převzato z Coniglio et al. (2005).

#### 4.4 Derecha v Evropě a porovnání podmínek s derechy v USA

Podobně jako ve Spojených státech amerických se derecha vyskytují i v Evropě. Vůbec poprvé bylo o jevu derecho v Evropě pojednáno v první polovině 20. století. V této době neměl fenomén derecho striktní definici jako dnes a v Evropě byl citován například v disertační práci Letzmanna (1923). Ačkoliv jsou z historie známy případy výskytu silných větrných bouří, jako například 4. 7. 1929 (Rýva 2016) nebo 12. 7. 1984 (Kašpar et al. 2009), prvním případem v novodobé historii klasifikovaným derechem byl případ velmi silného derecha v Německu 10. července 2002 (Gatzen 2004). Další zdokumentované případy pocházejí ze Středomoří (López 2007), Finska (Punkka et al. 2006), států Beneluxu (Hamid 2012), Balkánu (Gospodinov et al. 2015; Sipos et al. 2021), střední Evropy (Gatzen et al. 2011; Púčik et al. 2011; Simon et al. 2011), Pobaltí (Toll et al. 2015) nebo Ruska (Chernokulsky et al. 2022). Prozatím nejucelenější klimatologie jevu je vypracována pro Německo (Gatzen et al. 2020). V Polsku seznam zdokumentovaných případů ucelili Celiński-Mysław a Matuszko (2014) a Surowiecki a Taszarek (2020).

Hlavním rozdělením událostí, které používají autoři německé a polské klimatologie (Gatzen et al. 2020; Surowiecki, Taszarek 2020), je dělení na dvě hlavní kategorie – derecha v zimním období (*cold season*) od října do března a na derecha v teplém období (*warm season*) od dubna do září podobně jako Bentley a Mote (1998). Kromě tohoto časového období jsou derecha rozdělena podle struktury na radarových snímcích. MCS s derechy

v zimním období jsou totiž charakteristické pásy vysoké radarové odrazivosti na studené frontě, jejichž šířka dosahuje dvou až osmi km, i proto byly v Německu klasifikovány tři případy jako zimní derecha, i když se vyskytly v dubnu a květnu (Gatzen et al. 2020). Gatzen et al. (2020) naznačují, že tyto pásy vyšší radarové odrazivosti vznikají u rychle se pohybujících studených front v prostředí s velkým stříhem větru a nízkými hodnotami CAPE. Pro tyto pásy je charakteristická nižší radarová odrazivost a zřidkavá blesková aktivita (Surowiecki, Taszarek 2020).

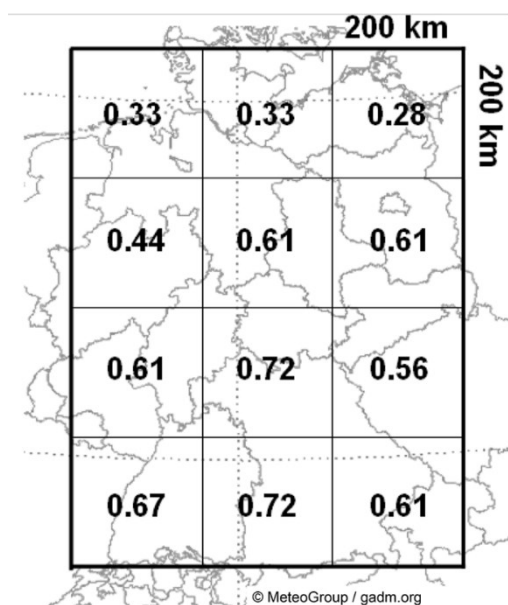
V zimním období jsou derecha ve střední Evropě vázána na přechod výrazné studené fronty a jejich trajektorie směřuje nejčastěji ze severozápadu na jihovýchod. Vznikají za výrazného šestikilometrového vertikálního stříhu větru, jehož medián je dle blízkých sondáží  $34,5 \text{ m.s}^{-1}$ . CAPE se při těchto situacích blíží nule  $\text{J.kg}^{-1}$ . Při situacích v zimním období medián kilometrového a tříkilometrového vertikálního stříhu větru z blízkých sondáží přesahuje  $20 \text{ m/s}$  (Gatzen et al. 2020).

Naopak letní derecha jsou charakteristická vyššími hodnotami CAPE a nižšími hodnotami šestikilometrového vertikálního stříhu větru. Medián MLCAPE z blízkých sondáží ve střední Evropě dosáhl dle Gatzena et al. (2020)  $513 \text{ J.kg}^{-1}$  a medián šestikilometrového vertikálního stříhu větru  $20,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Medián tříkilometrového vertikálního stříhu větru u letních případů pak byl  $14,9 \text{ m.s}^{-1}$ . Púčik et al. (2015) zkoumali podmínky, za kterých se vyskytují letní i zimní události spojené se silným větrem v Evropě (nejednalo se však o derecha). Z hlediska instability došli autoři k podobným výsledkům, jen udávají hodnoty MUCAPE. Medián MUCAPE pro letní události, při nichž se vyskytne silný vítr, je podle Púčika et al. (2015)  $695 \text{ J.kg}^{-1}$  a medián šestikilometrového vertikálního stříhu větru pak činí  $16,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Pro zimní události medián hodnot MUCAPE  $14 \text{ J.kg}^{-1}$  a šestikilometrového stříhu větru pak  $33,2 \text{ m.s}^{-1}$ .

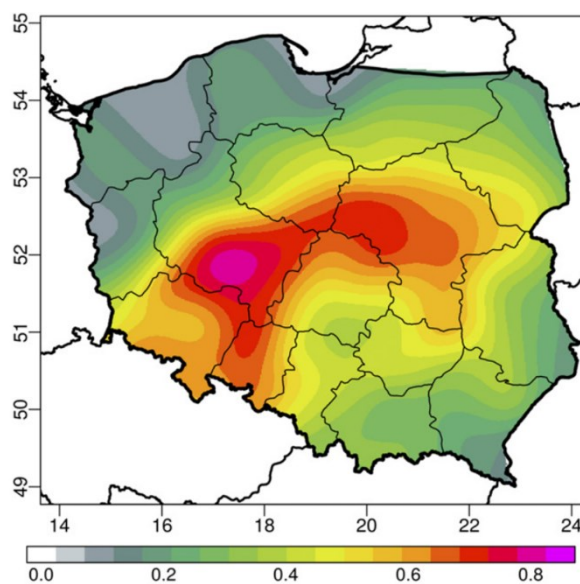
Surowiecki a Taszarek (2020) nezkoumali podmínky vzniku jevu derecho z blízkých sondáží v Polsku, ale trajektorie pohybu těchto větrných bouří, které v zimním období korespondují s trajektoriemi dokumentovanými Gatzenem et al. (2020). Tedy směr pohybu je severozápadní. Podobné trajektorie pohybu jako v Německu jsou zaznamenány i v Polsku při letních situacích. Některé trajektorie letních derech, které se vyskytují spíše ve východní polovině Polska, však směřují z jihu na sever.

Dle Gatzena et al. (2020) mají derecha v Německu dvě hlavní období výskytu. První maximum výskytu vrcholí v měsících červnu a červenci. Druhé maximum výskytu připadá na zimní období od prosince do února. Derecha v zimním a letním období se také liší časově počátkem vývoje. Zatímco letní derecha se začínou vyvíjet přes den, zejména v odpoledních hodinách, zimní derecha v rámci sledovaného 18letého období započala svůj vývoj i v nočních hodinách.

Dráha zimních větrných bouří je 1,4× delší než u letních derech, přesto jsou letní derecha v Německu častější. Četnost jevu derecho je v Německu i Polsku přibližně v maximech plošně podobná. V Německu byl za období od roku 1997 do roku 2014 zaznamenán největší výskyt jevu derecho v oblasti Bavorska, kde se vyskytnou přibližně tři případy za čtyři roky (obr. 25) (Gatzen et al. 2020). Podobná četnost derech je v USA v oblasti Apalačského pohoří (Coniglio, Stensrud 2004). Dle Surowieckeho a Taszarka (2020) byla největší četnost výskytu jevu derecho v Polsku za období od roku 2008 do roku 2017 v oblasti Velkopolského vojvodství, kde četnost výskytu odpovídá dokonce 0,8 případu za rok (obr. 26).



Obr. 25: Roční četnost výskytu derech v Německu, převzato z Gatzena et al. (2020).



Obr. 26: Roční četnost výskytu derech v Polsku, převzato ze Surowiecki a Taszarka (2020).

Nejvíce zdokumentovaných případů v Evropě připadá na oblast střední Evropy. Derecha se ve střední Evropě vyskytují při široké variabilitě podmínek. Směr šíření derech v letním období je nejčastěji z jihozápadu na severovýchod. Letní derecha v Evropě se často tvoří před zvlněnou studenou frontou v oblasti přízemní linie konvergence na přední straně

výškové brázdy. S tím souvisí rovněž vyvrcholení přílivu teplého vzduchu, které derechům v řadě případů předchází (Kašpar et al. 2017). V některých případech může vzniknout derecho v letním období i mimo oblast přední strany výškové brázdy. Dvě takové situace se vyskytly ve střední Evropě během období let 2008 až 2017 a derechům předcházely nižší hodnoty CAPE. Směr šíření derecha v prvním případě dne 25. 6. 2008 byl ze západu na východ (Púčik et al. 2011; Simon et al. 2011) a v druhém případě ve dnech 22. a 23. 6 přicházela do Česka dvě derecha ze severozápadu (Rýva 2018). Ze zdokumentovaných případů v Pobaltí, Finsku a Rusku se tři derecha pohybovala směrem od jihu na sever a jedno derecho od jihozápadu na severovýchod (Punkka et al. 2006; Toll et al. 2015; Chernokulsky et al. 2022).

Dva zdokumentované případy větrných bouří na Balkáně vykazovaly v mezní vrstvě atmosféry výrazně nízkou vlhkost vzduchu (Sipos et al. 2021; Gospodinov et al. 2015). Kromě toho byl případ výskytu derecha dne 17. září 2017 charakteristický výrazným vertikálním stříhem větru, který dosahoval mezi 0 a 6 km až  $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Bouře rovněž vznikaly na výrazném vlhkostním rozhraní, kdy před MCS byl vzduch suchý a v místě, kde se MCS vyvíjel byl vzduch v mezní vrstvě atmosféry výrazněji vlhký (Simon et al. 2021). Případ z Bulharska nebyl klasifikován jako derecho, neboť nesplňoval kritérium dráhy. Byl to však první tak výrazný případ výskytu rozsáhlého silného větru v rámci MCS zdokumentovaný v Bulharsku. Kvůli nízké vlhkosti vzduchu (ve dvou metrech nad zemí byla relativní vlhkost vzduchu pouze 28 % a ve výšce 2600 metrů jen 41 %) nepřesahovaly hodnoty CAPE  $1000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Z hlediska šestikilometrového vertikálního stříhu větru byla událost v porovnání s německou klimatologií od Gatzena et al. (2020) mírně nad průměrem.

V zimních měsících vznikají derecha, která mají jinou jinou strukturu, mohou je tvořit jednotlivé LEWPs nebo relativně úzké podlouhlé pruhy vyšší radarové odrazivosti (Surowiecki, Taszarek 2020; Gatzen et al. 2020). Z definice Evanse a Doswella (2001) se jedná o SF derecha. Zároveň jsou zimní derecha vázána na přechod výrazné studené fronty. V porovnání s derechy v USA se odlišují zejména derecha zimní, jejichž dráha je v Evropě delší. V USA se vyznačují naopak letní derecha delší dráhou než ta zimní. Směr pohybu větrných bouří typu derecho je v zimním období často ze severozápadu na jihovýchod, v letním období pak z jihu nebo západu na východ nebo na sever. Četnost výskytu derech je ve střední Evropě přibližně o polovinu menší než v USA.

Podmínky vzniku jevu derecho v Evropě se v porovnání s USA odlišují. Zatímco v USA předchází vzniku derecha hodnoty CAPE (jak MLCAPE, tak MUCAPE) okolo 3000  $J.kg^{-1}$ , šestikilometrový vertikální stříh větru dosahuje vyšších hodnot v Evropě. V Evropě se tak derecha tvoří a vyvíjejí za méně výrazné instability charakterizované nižšími hodnotami CAPE (Gatzen et al. 2020). Tazarek et al. (2017) porovnávali podmínky vzniku jednotlivých nebezpečných jevů v Evropě a v USA z reanalýz ERA-5. Zjistili však naopak, že medián hodnot vertikálního stříhu větru mezi 0 a 6 km je při letních situacích v USA a Evropě podobný. Došli k podobným hodnotám jako Púčik et al. (2015). Mírně se však dle Tazarka et al. (2017) lišily hodnoty kilometrového a tříkilometrového vertikálního stříhu větru. V USA byly mediány hodnot mírně vyšší než v Evropě. Jak v USA, tak v Evropě jsou hodnoty vertikálního stříhu větru obecně vyšší v zimě, nižší pak v létě. CAPE je naopak nejvyšší jak v USA, tak v Evropě v létě. Některé složené parametry (např. STP) však dosahují v USA dvou maxim hodnot, a to na jaře a na podzim, v Evropě pak je jen jedno maximum v průběhu léta s tím, že hodnoty jsou výrazně nižší než v USA (Tazarek et al. 2017). Tato dvě maxima by mohla v určitých případech i souviset s vyšší četností výskytu SF derech na jaře a na podzim, DCP však autoři neporovnávají.

## 5 Případová studie derecha dne 4. 7. 1929

Dne 4. 7. 1929 se ve střední Evropě vyskytla jedna z nejničivějších větrných bouří ve 20. století. Při větrné bouři bylo jen v Česku zraněno několik stovek lidí. Bouře si jen v Bavorsku vyžádala více než 30 obětí, v Česku i v Rakousku si vyžádala rovněž desítky obětí. Větrná bouře způsobila obrovské materiální škody. V Česku byla rovněž zaznamenána minimálně dvě tornáda (Brázdil et al. 2020). Zejména v Pošumaví, ale také na dalších místech Česka byly zaznamenány velké kroupy. Dobové popisy rovněž uvádí, že na Šumavě napadla vrstva od 10 do 40 cm krup. V Praze byl při bouři naměřen náraz větru  $104 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  ( $28,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) v Prostějově pak  $154 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  ( $42,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (Venkov 1929). Postiženým v Čechách a na Moravě musela být poskytnuta i státní pomoc. V následující kapitole budou rozebrány podmínky vzniku z reanalýzy ECMWF ERA-20C a měřených dat z meteorologických stanic i průběh události, včetně klasifikace škod.

### 5.1 Metodika

Rekonstrukce podmínek vzniku a vývoje konvektivních bouří dne 4. 7. 1929 se opírá především o zpracování dat z reanalýzy ECMWF (*European Centre for Medium range Weather Forecast*) ERA-20C. Jedná se o data, která jsou veřejně k dispozici ve formátu NetCDF nebo GRIB na webové adrese <https://apps.ecmwf.int/datasets/>. Data z reanalýzy ERA-20C byla rovněž vstupními daty do modelu numerické předpovědi počasí COSMO, jímž měla být událost modelována. Při detailním procházení výstupů tlakových i modelových hladin byly však výstupy modelu zcela vyřazeny. Data reanalýzy ERA-20C byla převedena z formátu NetCDF do formátu GeoTIFF, dávkově interpolována metodou *Natural neighbor* a vizualizována pomocí softwaru ArcGIS Pro. Rovněž byly pro popis a ověření synoptické situace použity výstupy z portálu <https://www1.wetter3.de/>.

Ze vstupních dat do numerického modelu předpovědi počasí COSMO byly vykresleny za pomoci knihovny ThundeR v prostředí programovacího jazyka R (software RStudio) pseudosondáže pro Prahu z 12, 15 a 18 UTC. Z tlakových a posléze i modelových hladin modelu numerické předpovědi počasí COSMO byly rovněž spočítány parametry konvektivního prostředí pro Prahu-Kbely, Podbořany, Litvínovice a Prostějov v termínu 12 UTC. Vzhledem k výrazně odlišným výsledkům modelu COSMO s naměřenými přízemními hodnotami na meteorologických stanicích byly i tyto výstupy z této práce zcela vyřazeny.

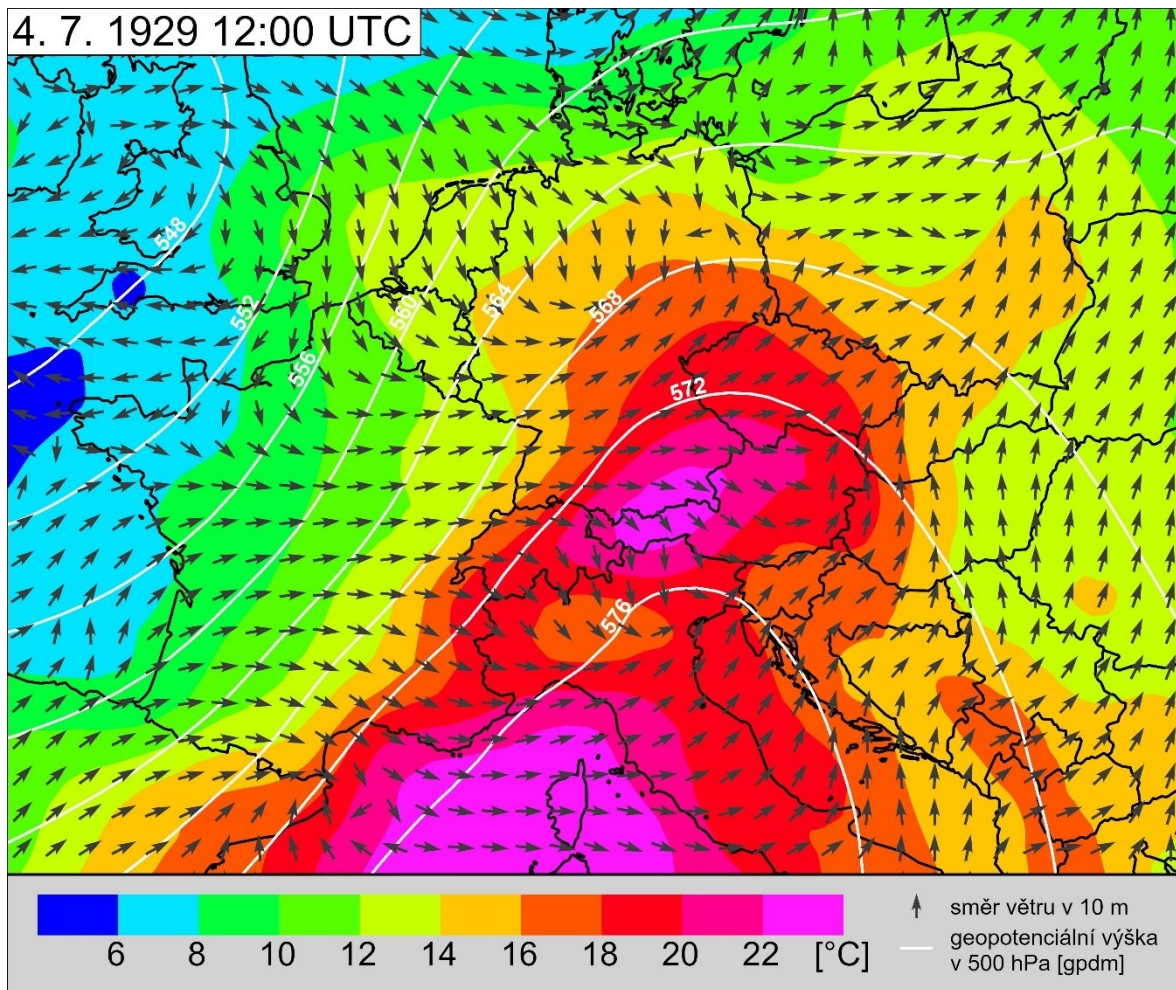
Z reanalýzy ERA-20C byly tedy spočítány pomocí knihovny ThundeR v R charakteristiky konvektivního prostředí—MUCAPE, MLCAPE, vertikální stříh větru mezi 0 a 1 km, 0 a 3 km, 0 a 6 km, a helicity do 100 m, 500 m, 1 km, 3 km výšky, vztažená k simulovanému vektoru pro pravostáčivé supercely podle Bunkerse et al. (2000). Do rekonstrukce byly zahrnuty také parametry SCP (Gropp, Davenport 2018), STP (Coffer et al. 2019) a DCP (Coniglio et al. 2005).

Pro zmapování naměřených meteorologických veličin byla využita data z klimatických výkazů z archívu Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) z Brozan nad Ohří, materiály německé národní meteorologické služby *Deutscher Wetterdienst* (DWD) a data z databáze CLIDATA ČHMÚ. Data byla upravena a interpolována pomocí metody cokriging. Kromě teploty a srážek byla vstupem i vrstva nadmořské výšky s horizontálním rozlišením 2 km. Následně byla data pomocí ArcGIS Pro vizualizována.

Pro zmapování a klasifikaci škod byly využity informace z českého, německého a rakouského dobového tisku. Rovněž byly využity některé materiály z kronik. Doplňující informace tvořily poznámky v měsíčních výkazech meteorologických pozorování, z nichž byly zařazeny pouze ty s označením nebo poznámkou, že místem v okolí stanice prošla vichřice nebo orkán. Škody byly klasifikovány pomocí Mezinárodní Fujitovy stupnice (The International Fujita Scale) (Groenemeijer et al. 2018). V Česku byla tato stupnice využita pro mapování škod již několikrát na nedávných případech tornád (např. Púčik et al. (2022)). Data byla zpracována v prostředí ArcGIS Pro.

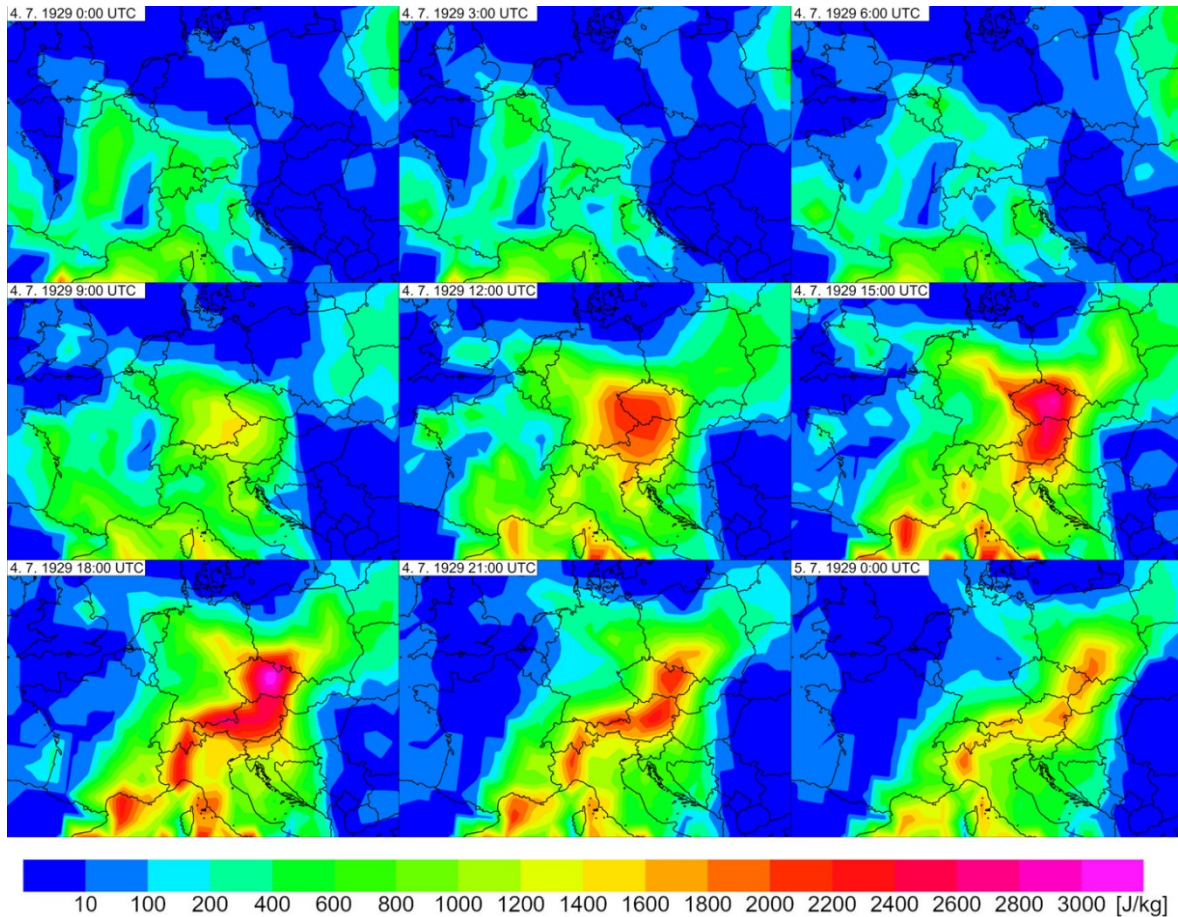
## **5.2 Synoptická situace a podmínky vzniku**

Počasí ve střední Evropě toho dne ovlivňovala dle reanalýzy ERA-20C brázda nízkého tlaku vzduchu od severozápadu nebo mělká cyklona se středem nad Německem. V izobarické hladině 500 hPa se nacházela výšková brázda nad Britskými ostrovy. Frontální rozhraní se nacházelo pravděpodobně nad Německem, kde oddělovalo teplý vzduch na východě Německa od chladnějšího vzduchu v západní Evropě. Vítr v 10 metrech vál dle od jihozápadu až západu (obr. 27).

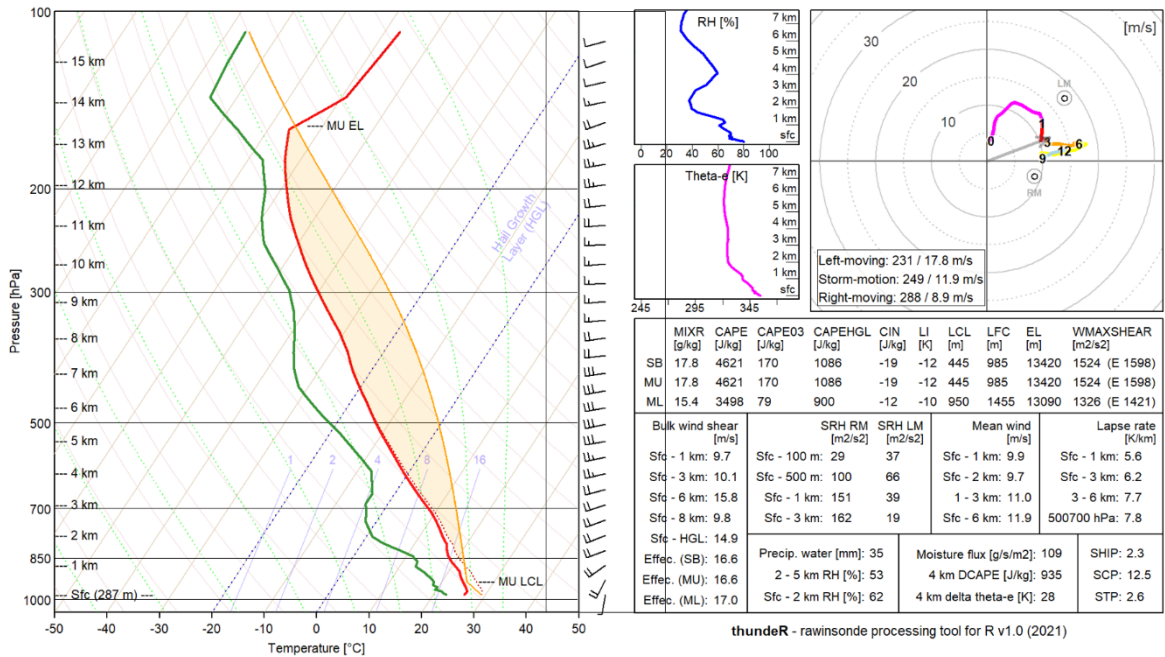


Obr. 27: Teplota v hladině 850 hPa, směr větru v 10 metrech a geopotenciální výška v 500 hPa dle reanalýzy ERA-20C. Vlastní zpracování v ArcGIS Pro.

Dle reanalýzy ERA-20C se nad Českem před studenou frontou udržovala oblast s hodnotami CAPE okolo 2000 až 3000  $\text{J.kg}^{-1}$ . Nejvyšší hodnoty CAPE byly reanalýzou odhadnuty pro oblast východních Čech ve večerních hodinách okolo 18 UTC. Hodnoty CAPE přesahovaly 2000  $\text{J.kg}^{-1}$  i v Rakousku (obr. 28). Dle výstupů z reanalýzy ERA-20C (obr. 29) byla MUCAPE v Praze v 18 UTC až okolo 4500  $\text{J.kg}^{-1}$ , což odpovídá prahové hodnotě 25 % nejvyšších hodnot MUCAPE analyzovaných Evansem a Doswellem (2001) z blízkých sondáží mezi léty 1983 a 1993 v USA.

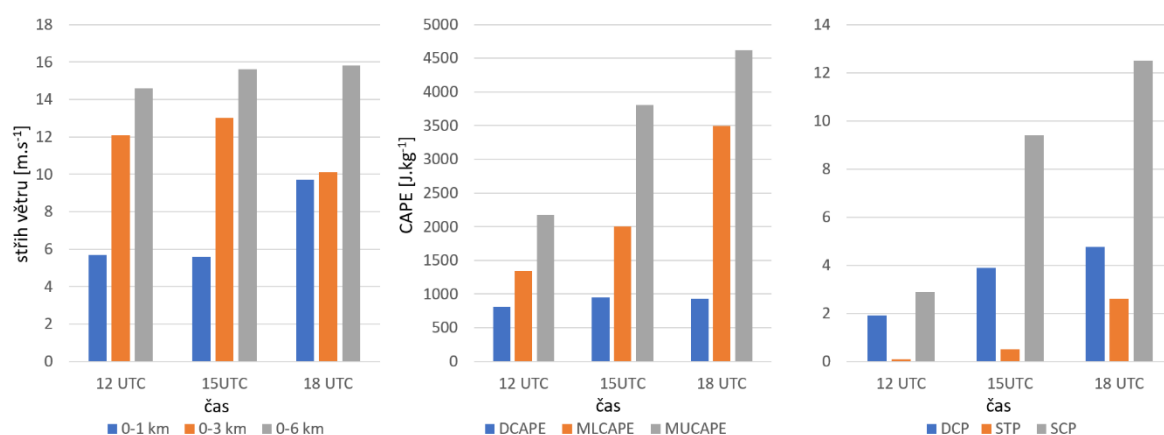


Obr. 28: Průběh hodnot CAPE v čase dne 4. 7. 1929 dle reanalýzy ERA-20C. Vlastní zpracování v ArcGIS Pro.



Obr. 29: Pseudosondáž se spočítanými charakteristikami konvekce z reanalýzy ERA-20C. Vykresleno a spočítáno v R pomocí knihovny Thunder.

Hodnoty charakteristik konvektivního prostředí během dne zvyšovaly (obr. 30). Zatímco hodnoty DCAPE se pohybovaly okolo 900 J.kg<sup>-1</sup>, hodnoty MUCAPE a MLCAPE se v čase zvyšovaly až na hodnotu 3498 J.kg<sup>-1</sup> v případě MLCAPE a 4621 J.kg<sup>-1</sup> v případě MUCAPE. Ačkoliv hodnoty šestikilometrového vertikálního stříhu větru stagnovaly okolo 15 m.s<sup>-1</sup>, nízkohladinový vertikální stříh větru do 1 km ve večerních hodinách dosáhl téměř 10 m.s<sup>-1</sup>. Relativní helicity vztažená k simulovanému vektoru pohybu pravostáčivých supercel postupně narůstala až k 100 m<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup>. Podobné hodnoty mohou být dle Coffera et al. (2019) spojeny s možným výskytem slabších tornád. Helicity do výšky 1 km dosahovala 151 m<sup>2</sup>.s<sup>2</sup>, což podle Thompsona et al. (2003) odpovídá rovněž možnosti výskytu tornád.

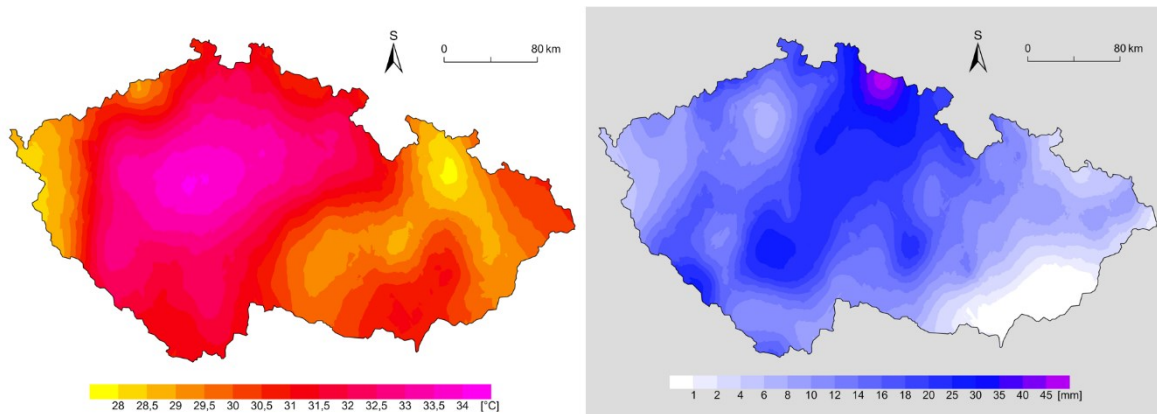


Obr. 30: Porovnání hodnot vertikálního stříhu větru (vlevo), MLCAPE, MUCAPE a DCAPE (vprostřed) a složených parametrů DCP, SCP, STP.

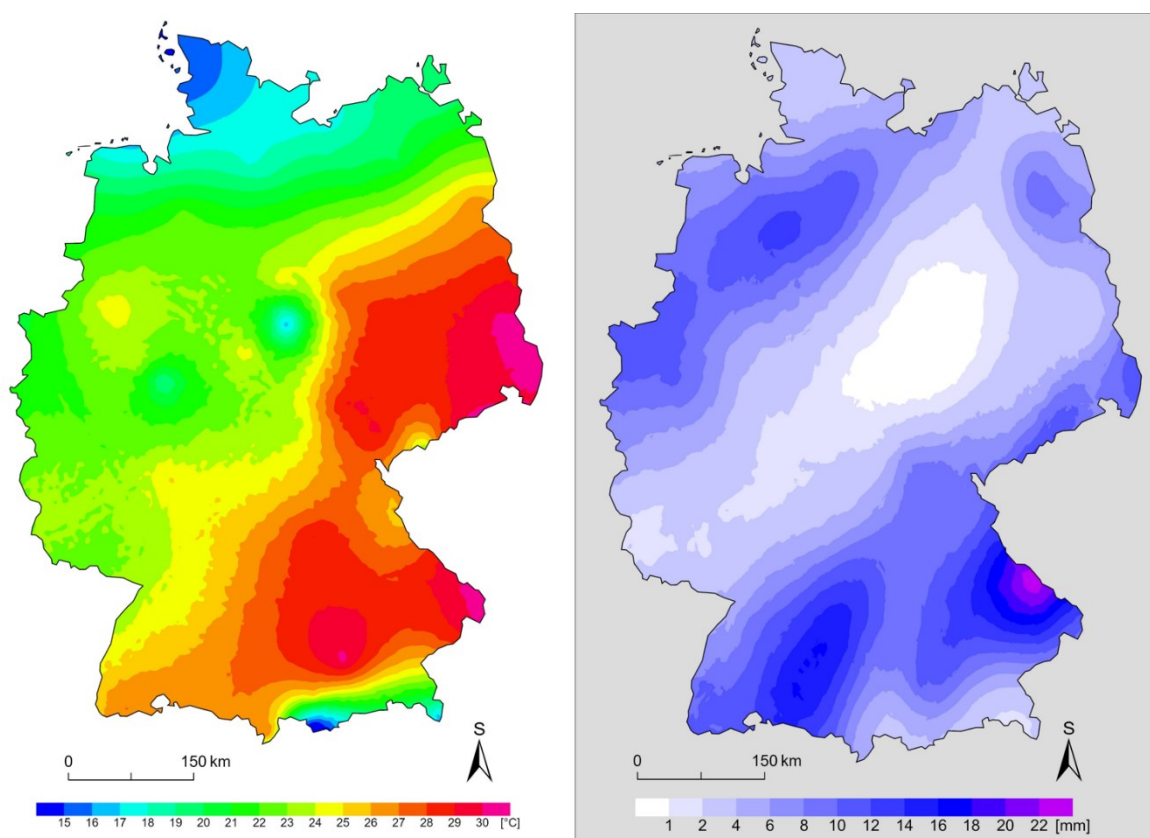
Všechny hodnoty sloučených parametrů vykazují vzestupný trend. Hodnoty DCP dosahují z 15 UTC a 18 UTC v Praze hodnot spadajících do horního kvartilu hodnot dle Coniglia et al. (2005). Výrazná je hodnota STP z Prahy z 18 UTC, která dosahuje 2,58, což dle Coffera et al. (2019) odpovídá přibližně mediánu nebo hornímu kvartilu hodnot pro výskyt EF3 tornád.

### 5.3 Teplota a srážky dne 4. 7. 1929

Ve střední Evropě vrcholil příliv teplého vzduchu od jihozápadu, a tudíž vystoupily maximální teploty v Čechách k 30 až 34 °C. Na některých stanicích byla zaznamenána teplota i 35 °C. Na Moravě a ve Slezsku byly teploty nižší (obr. 31). Tam maxima dosáhla 28 až 31 °C. V Německu maximální teplota měřená ve dvou metrech nad zemí dosáhla v Bavorsku a v Sasku 26 až 30 °C. Na západě Německa bylo chladněji, což bylo pravděpodobně způsobeno polohou frontálního rozhraní (obr. 32).



Obr. 31: Maximální teplota vzduchu (vlevo) a úhrn srážek (vpravo) dne 4. 7. 1929 v Česku z databáze CLIDATA a klimatologických ročenek z archívu ČHMÚ, vlastní zpracování v ArcGIS Pro.



Obr. 32: Maximální teplota vzduchu (vlevo) a úhrn srážek (vpravo) dne 4. 7. 1929 v Německu. Data: DWD, vlastní zpracování v ArcGIS Pro

Z hlediska srážek nepřinesly konvektivní bouře výraznější úhrny. Srážkové úhrny se pohybovaly většinou okolo 10 až 25 mm v Čechách a většinou okolo 5 až 10 mm v severní části Moravy a ve Slezsku. Na jižní Moravě nebyly srážky zaznamenány, naopak v Krkonoších úhrny srážek dosahovaly i 45 mm (obr. 31). V rámci Německa byly nejvyšší

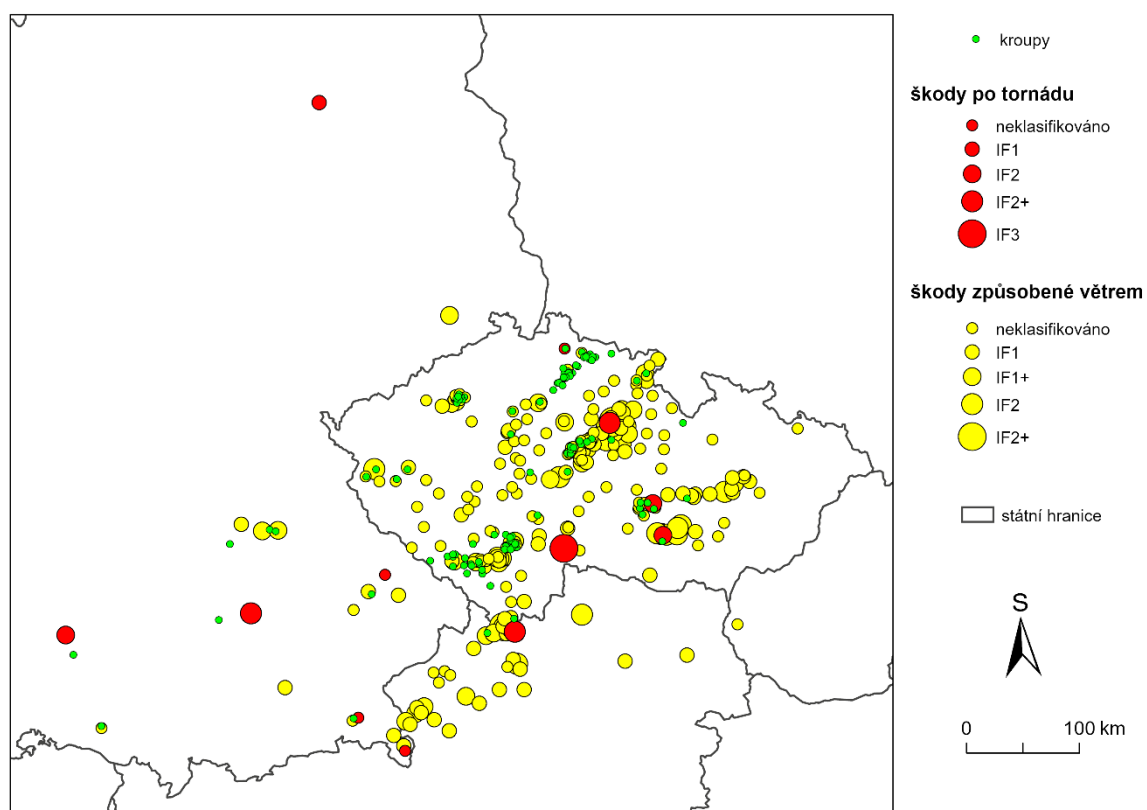
srážkové úhrny zaznamenány v Bavorsku a Bádensku-Württembersku. V této oblasti byly patrné dvě oblasti významnějších srážek (obr. 32). První oblast směřuje ze Švýcarska dále přes Bádensko-Württembersko a Bavorsko až do Durynska. Druhá oblast s vyššími srážkovými úhrny má svůj počátek na severním úpatí Alp a pokračuje dále přes Bavorsko až do Česka. V rámci této oblasti je viditelné i výraznější rozšíření na východ, což může souviset s vývojem squall line v její jižní části a celkovým pohybem systému bouří východním směrem. Celkové maximální úhrny srážek v Německu dosahovaly 15 až 25 mm.

## 5.4 Vývoj situace a popis škod

Před systémem bouří s velmi silným větrem se během odpoledne v Čechách vyvíjely i jiné silné bouře. Dolní Lukavice u Plzně byla zasažena bouří již okolo 14:00 SEČ. Jednou z prvních zmínek výrazných škod je však obec Krukanice severovýchodně od Stříbra, kde bouře dorazila již v 16:30 SEČ. Je však dosti pravděpodobné, že se nejednalo o bouři, která by byla součástí MCS s derechem, jelikož v kronice města Staňkov je psáno, že bouře do oblasti přišla po 18:00 SEČ a že byl Staňkov a okolí řádění bouře ušetřen. To by znamenalo, že v oblasti krajního západu Čech vznikaly konvektivní bouře již dříve, což je pravděpodobné i z toho hlediska, že maximální teploty zde vystoupily jen k 29 °C. Vizuálně byla bouře v Krukanicích charakteristická „olověným k zemi visícím mračnem“. Po příchodu bouře padaly kroupy o velikosti slepičích vajec a bouři doprovázel orkán. Bouře kromě vývrátů a polomů stromů způsobila obrovské škody na střeších a oknech domů. Střechy byly kroupami vybity a okenní tabulky vyskleny. V sousedním okrese Tachov bouře prošla v pásu o šířce pěti kilometrů a vyžádala si zde 200 zraněných (Český deník 1929). Z popisu je patrné, že by se mohlo jednat pravděpodobně o silnou supercelu, která samotné větrné bouři předcházela. Je ošidné tvrdit, kudy bouře pokračovala dál, nicméně škody byly zaznamenány také v Lounech, kde byly poničeny chmelnice, vítr převracel vozy a napadla zde vrstva 30 cm krup (Lidové noviny 1929).

Samotný MCS s derechem zasáhl oblast Šumavy a Pošumaví okolo 18:00 SEČ. V této oblasti se bouře projevovala hlavně krupobitím a silným větrem (obr. 33). Údaje z dobového tisku se shodují, že zde napadla vrstva 10 až 40 cm krup. Velké množství obcí zde bylo kroupami výrazně zasaženo. Kromě škod na úrodě byly poničeny střechy a byla vytlučena okna tak, že do domů posléze zateklo. Nejvíce byla postižena obec Stachy, kde bylo zraněno 41 lidí. Bouře zde dorazila krátce před 18:00 SEČ. Příchod bouře byl

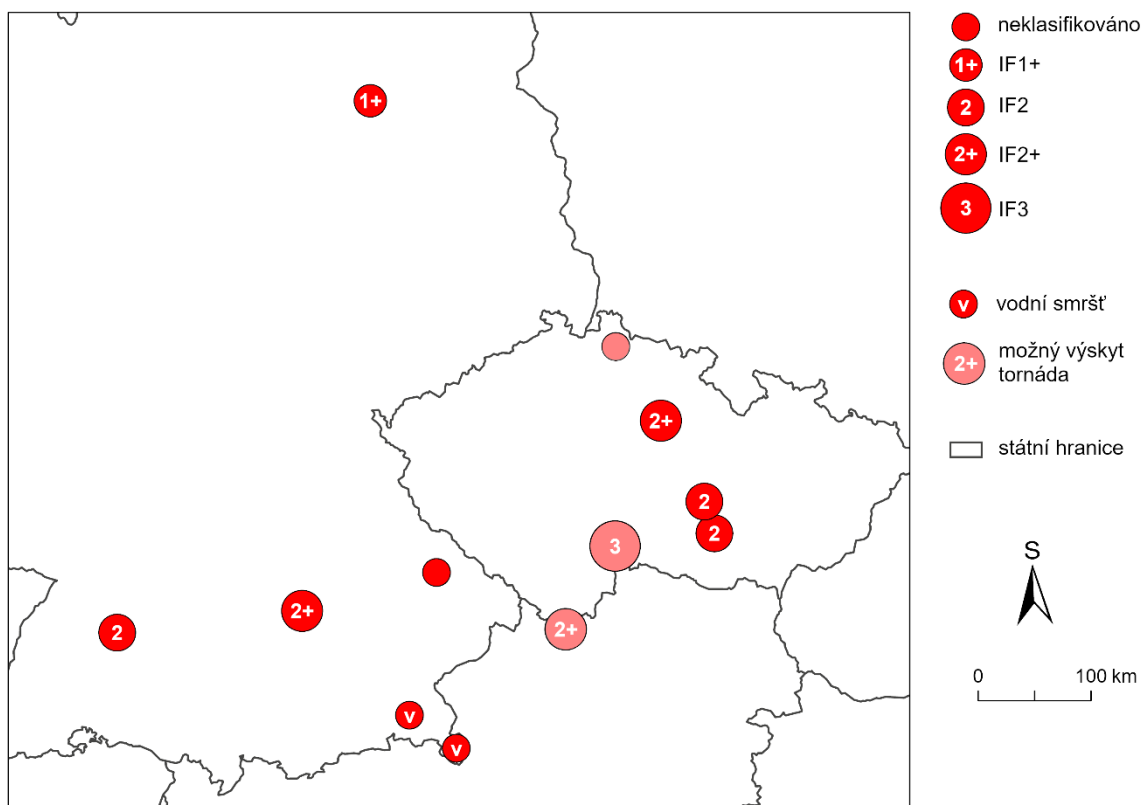
doprovázen „žlutozelenými oblaky se svislými prohýbajícími se čmouhami a chuchvalci“. Bouři doprovázela větrná smršť s kroupami o velikosti holubích vajec. Větrm byly dokonce smeteny krovy střech. Okna však byla vybita jedním směrem, a to ze severu a ze západu (Český deník 1929). Oblast tak nejspíš postihl silný downburst. Ačkoliv není známo dostatek podrobností, škody by mohly odpovídat stupni IF2. Větrná bouře řádila i v okrese Prachatice, kde zahynuli dva lidé a 15 lidí bylo zraněno.



Obr. 33: Zjištěné škody po derechu dne 4. 7. 1929.

System dále postupoval jižními Čechami, ve Vyšším Brodě strhl silný náraz větru komín papírny vysoký 75 metrů. Výrazné škody byly zaznamenány také na Jindřichohradecku, které derecho zasáhlo okolo 19:00 SEČ. Vítr zde převrhl tři vagóny vlaku na stranu. Největší škody byly pak zaznamenány přímo v Jindřichově Hradci, kde se dle popisu „vítr měnicí se v cyklón“ zcela strhl nový tovární objekt. Tento objekt o šířce 20 metrů a délce 40 metrů, který byl dokončen pouze několik let před katastrofou, byl postaven z masivních betonových pilířů. Zcela strženy byly i další tři průmyslové objekty (Národní listy 1929). Je otazné zde soudit z lakonického popisu, zda se jednalo o downburst nebo tornádo. Takové zničení masivní budovy z betonových pilířů, která navíc byla nově

postavena, by tak odpovídalo nejspíše škodám minimálně IF3 (obr. 34). V okolí továrny byly rovněž strženy střechy z budov, kde bydleli dělníci (Národní listy 1929). Vzhledem k lokálním škodám je možné, že se jednalo o tornádo.



Obr. 34: Oblasti výskytu tornád nebo možného výskytu tornád dne 4. 7. 1929.

Výrazná tromba se také vyskytla v Jablonci nad Nisou, kde bouři doprovázely kroupy o velikosti slepičích vajec (Prager Presse 1929). Tromba je rovněž popisována v rakouském dobovém tisku (Salzburger Volksblatt). Amatérský web zabývající se historií Minulost a současnost okolí Liberce (online) popisuje na dvou příložených kolorovaných fotografiích škody po výrazné trombě, tedy tornádu v roce 1929. Škody odpovídají IF1 u domů s poškozenými střechami až IF2+ u domu v pozadí bez střechy. (obr. 35).



Obr. 35: Kolorovaná fotografie zaznamenávající škody po výskytu pravděpodobného tornáda v Jablonci nad Nisou. Je pravděpodobné, že se jedná o škody způsobené výraznou trombou dne 4. 7. 1929. Zdroj: <https://minulost-a-okoli-liberce.webnode.cz/l/jablonec-nad-nisou/>.

Derecho dále postupovalo do středních Čech. Devastovalo domy i lesy také v okolí Kamenice nad Lipou, kde byly stromy zpřelámány. Popis z večerníku *Národ* (1929) přirovnává škody k tornádu „Leckde vskutku jako po tornádu leží z kořenů vyvrácený pruh lesa“. Přelámané kmeny bříz v Kamenici nad Lipou by odpovídaly škodám IF1+. Derecho postupovalo dále do Prahy, kde byl naměřen náraz větru  $104 \text{ km.h}^{-1}$ . V Trhovém Štěpánově derecho vytrhalo ze země lípy a akáty, částečně poničeny nebo zničeny byly všechny střechy, ve městě a došlo k přenesení některých těžkých hospodářských strojů, rozmetány byly zcela dvě stodoly a cihelna. Hromosvody na domech byly zpřehýbány. Rozmeteny byly i kupy sena (*Národní listy* 1929). Takové škody lze klasifikovat jako IF1+ až IF2.

V 19:30 SEČ doputoval MCS na Pardubicko. Bouří předcházel „příšerný šedý mrak jako sloup“. 21 obcí zde bylo těžce postiženo velmi silným větrem. Okolo 100 domů zde bylo zničeno. Mezi Bukovkou a Lázněmi Bohdaneč byl zcela zdevastovaný les s topoly a borovicemi, které byly vylámaný. Ve Starých Ždánicích bylo zcela zničeno 20 stavení.

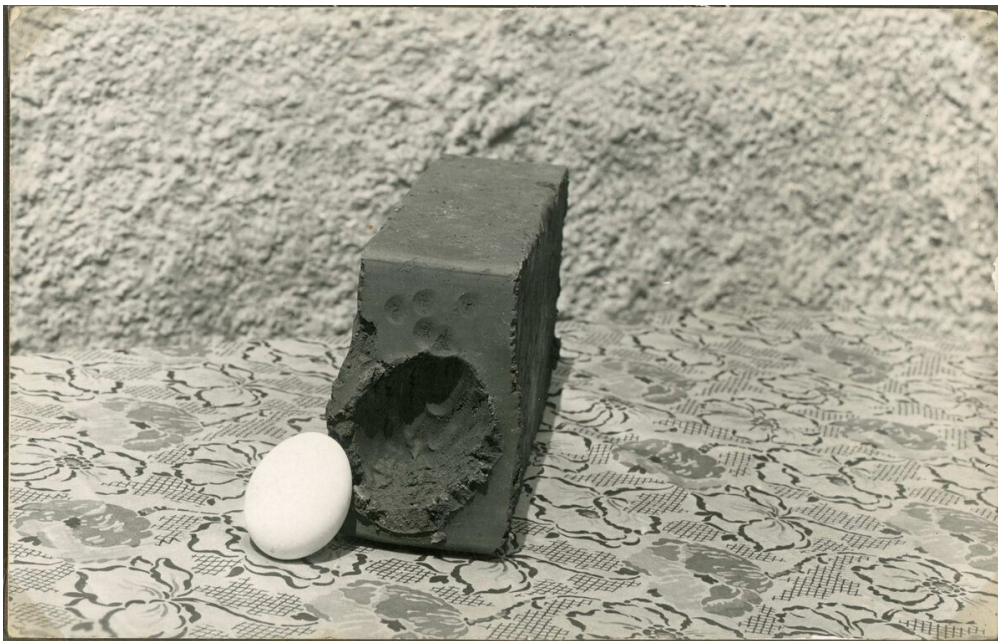
Střecha lihovaru zde byla rozmetána na 150 metrů daleko. Komín místního lihovaru se zřítil. Střechy domů byly poškozeny tak, že byly přelámány krovy. V Dolanech bouře zničila 21 obytných domů, dvě nové stodoly byly zcela rozmetány, další tři stodoly byly výrazně poškozeny. U leckterých domů spadl i štít střechy (Venkov 1929). V Rybitví byl nový statek rozmetán až po okna, zřítila se rovněž lávka v Rosicích (Lidové noviny 1929). Vzhledem k charakteru škod a také faktu, že škody byly lokalizovány v dráze 7 až 9 km, šlo velmi pravděpodobně o výskyt tornáda. Z hlediska popsanych škod by les u Bukovky odpovídal poškození IF1+ až IF2-. Ostatní škody odpovídají minimálně stupni IF2, zničené štíty střech IF2+. Je však otázkou, jak pevné byly zničené stodoly a jak dalece byly domy poničeny. Mohlo se jednat i o škody, které by bylo možné klasifikovat minimálně stupněm IF2+. Jednalo se pravděpodobně o tornádo.

Dle Brázdila et al. (2020) se vyskytla i dvě tornáda na Moravě v okolí Kralic u Náměště nad Oslavou a v obci Moravec. V oblasti západně od Brna byly zaznamenány rozsáhlé škody na vegetaci i infrastruktuře. Poškozeny byly střechy, strhány byly ojediněle štíty střech. V Kralicích byla zcela rozmetána stodola. Zinková střecha domu byla odnesena 300 metrů daleko. V Náměšti nad Oslavou byly na náměstí nalezeny snopy z pole za obcí, což lze považovat za jasný důkaz o výskytu tornáda. V Rapoticích byly poškozeny všechny domy, strženy byly četně štíty střech. U Rosic byl zcela zničen les o délce tří kilometrů (Lidové noviny 1929). Dle popisu škod se v místě vyskytlo tornádo, což potvrzují i Brázdil et al. (2020) a rovněž je tato skutečnost zapsána v databázi ESWD. Intenzita tornáda byla pravděpodobně IF2 až IF2+. Bouře dále postupovala na střední a severní Moravu. V Prostějově byl naměřen náraz větru přibližně ve 20:50 SEČ 153 km.h<sup>-1</sup>. Do Olomouce bouře dorazila okolo 21:00 SEČ (Lidové noviny 1929; Venkov 1929).

V Německu si bouře vyžádala minimálně 34 obětí (Lidové noviny 1929). Nejvíce bylo postiženo okolí Norimberku, kde se jednalo převážně o škody spojené s kroupami a silným větrem. V Bavorsku se také vyskytly dvě vodní smršťe a dvě tornáda. Další tornáda se vyskytla v Bádensku-Württembersku a nedaleko Berlína (Tornadoliste Deutschland, online). Derecho zasáhlo Bavorsko již okolo 16:00 SEČ, Regen byl zasažen po 17:00 SEČ. Ve Steinachu nedaleko Straubingu škody po silném větru dosáhly kategorie IF1+ až IF2 (obr. 36). Bouře zde byla rovněž doprovázena kroupami většími než slepičí vejce (obr. 37). V městě Regen škody odpovídaly kategorii IF1.



*Obr. 36: Škody po silném větru ve Steinachu dne 4. 7. 1929. Zdroj: heimatgeschichte-steinach.de.*



*Obr. 37: Otisk kroupy v porovnání se slepičím vejcem ve Steinarchu. Zdroj: heimatgeschichte-steinach.de.*

Bouře zasáhla i Horní a Dolní Rakousy. V 18:30 SEČ byl postížen bouřemi Linec (Arbeitterswille 1929) a v 18:00 Salzburg (Salzburger Volksblatt 1929), ve Vídni bouře řádila okolo 20:30 SEČ (Voralberger Tageblatt 1929). Škody v Rakousku většinou odpovídaly stupni IF1. Výrazněji se vymykala oblast v okolí města Bad Leonfelden v Horních Rakousech. V této oblasti byly lesy zcela zničeny, přes 100 domů přišlo o střechy a 10 až 15 domů bylo zcela zbořeno. Mohlo se jednat o silný downburst nebo o tornádo, z popisu události to není zcela jasné (Linzer Volksblatt 1929).

Výrazné škody způsobily rovněž velké kroupy, které se vyskytly současně se škodami po silném větru po téměř celé dráze derecha. V Německu se v okolí Norimberku

vyskytly kroupy o průměru až 8 cm (ESWD, online). V Čechách pak byly oblasti s největšími škodami po kroupách lokalizovány v Pošumaví, na Lounsku, Tachovsku a v Podkrkonoší. Na Moravě se kroupy vyskytly severozápadně od Brna.

Průměr krup na řadě míst dosahoval velikosti holubích nebo slepičích vajec, tedy 3 až 6 cm. Ve Vlachově Březí na Šumavě padaly kroupy o průměru až 9 cm (velikost lidské pěsti). Ve Čkyni padaly kroupy o hmotnosti 250 g. Jinde v Pošumaví pak byla ve vesnicích navršena vrstva krup od 10 do 40 cm. Na Lounsku se místy nahromadilo až 50 cm krup po bouři, která přišla ze směru od Doupovských hor okolo 17:00 SEČ. V Podkrkonoší rovněž padaly velké kroupy. Zřejmě největší kroupy bičovaly oblast v okolí Rovenska pod Troskami. Největší kroupy vážily 500 až 600 g (Venkov 1929).

Z charakteru a směru škod (obr. 31) lze odhadovat, že se zároveň vyskytovaly pravděpodobně i supercely. Z reanalýzy ERA-20C je patrné, že převažující proudění do 6 km výšky bylo jihozápadní až jihozápadozápadní. Lokalizace škod v oblasti Tachovska, Pošumaví, Náměšťska a Blanenska však odpovídá směru ze západu na východ. To by mohlo nasvědčovat pravděpodobnému výskytu minimálně čtyř pravostáčivých supercel. Vzhledem k tomu, že škody v Pošumaví i v okolí Brna byly synchronní s postupem derecha a na mapách srážek nejsou viditelné velké rozdíly ve srážkových úhrnech, je pravděpodobné, že byly pravděpodobné supercely vnořeny ve squall line, se kterou společně postupovaly.

Závěrem lze zkonstatovat, že se dne 4. 7. 1929 v Evropě vyskytlo velmi silné WF derecho. Zmapovaná dráha škod po derechu přesahuje 400 km, přičemž škody na mnoha místech dosáhly intenzity IF1+ (F1/T3) nebo vyšší. Škody byly v rámci dráhy chronologické.

## 6 Diskuse

Poznatky o větrných bouřích typu derecho závisí na aplikované definici, která není ve všech pracích stejná. V Evropě byl zdokumentovaný první případ derecha, které se vyskytlo dne 10. 7. 2002, v práci Gatzena (2004). Definice jevu se tehdy opírala o práci Johnse a Hirta (1987). Postupně se začala vyvíjet klasifikace jevu v USA, ale definice jevu v pracích Bentley a Mota (1998) Coniglia a Stensruda (2004) byly upravovány jen mírně. Podobně tomu bylo i u klimatologie představené Evansem a Doswellem (2001). Kritéria Johnse a Hirta (1987) začala být používána následně i v Evropě. S mírnými odchylkami rychlosti větru agregoval kritéria jevu derecho v Česku Rýva (2016). V témže roce však Corfidi et al. (2016) publikovali v USA revizi této definice a navrhli v celku striktní změnu kritérií, zejména co se týče dráhy. Použití této definice pro derecha v Evropě by však vyfiltrovalo řadu případů, a to převážně těch letních, u nichž je dráha škod kratší. Použití těchto kritérií na klimatologii jevu derecho v Německu (Gatzen et al. 2020) by znamenalo, že by bylo analyzováno pouze 19 případů místo nynějších 40. U derech vyskytujících se v období mezi dubnem a září by to bylo pouze 32 % případů, naopak u případů vyskytujících se mezi říjnem a březnem by bylo analyzováno 73 % případů z klimatologie Gatzena et al. (2020) za použití metodiky dle Corfidiho et al. (2016). Zejména u letních případů by se tak jednalo o výrazný pokles počtu derech, které by mohly být dále analyzovány pro klimatologické účely.

Z hlediska porovnání příčinných podmínek v Evropě a v USA jsou výsledky rovněž diskutabilní. Evans s Doswellem (2001) totiž ve své klimatologii porovnávají výpočet MLCAPE z průměru potenciální teploty a směšovacího poměru v prvních 10 hPa nad zemským povrchem. Gatzen et al. (2020) počítají MLCAPE na základě průměrných hodnot potenciální teploty a směšovacího poměru ze spodních 50 hPa od zemského povrchu. Výsledky MLCAPE tak mohou být výrazněji ovlivněny v klimatologii Evanse a Doswella (2001) zemským povrchem. V případě, že jsou použita data např. z kódu TEMP, nemusí být výsledky zcela relevantní, neboť průměr tvoří jen několik hodnot, v některých případech jen jedna hodnota a druhá hodnota může být získána váženým průměrem z hodnoty blízké mimo prvních 100 metrů výšky a hodnoty ve 2 metrech nad zemí. Do výšky 500 metrů (přibližně 50 hPa) je hodnot v rámci kódu TEMP zpravidla více, proto může být výpočet CAPE přesnější. Smysluplnější by bylo aplikovat výpočet MLCAPE z průměrných hodnot směšovacího poměru a potenciální teploty ve spodních 100 metrech na výstupy z kódu BUFR, jehož výstup je podrobnější. Z hlediska výpočtu indexu CAPE používají autoři obou prací korekci virtuální teploty.

Jev derecho je v Evropě méně podchycen než v USA, navíc se v Evropě derecho vyskytují s menší frekvencí výskytu. Kromě klimatologií ve střední Evropě jsou k dispozici pouze případové studie napříč Evropou. Komparace podmínek vzniku a vytvoření detailní klimatologie derecho tak zcela nestačí, a proto někteří autoři (Púčik et al. 2015, Taszarek et al. 2017) ve svých pracích analyzovali podmínky vzniku silných konvektivních bouří z blízkých sondáží nebo reanalýz. Púčik et al. (2015) a Taszarek et al. (2017) se však zabývali obecně velmi silným větrem. Výsledky těchto prací byly mírně odlišné oproti výsledkům příčinných podmínek vzniku podle Gatzena et al. (2020), což může být způsobeno výběrem událostí, které zahrnovaly i silný vítr spojený s plošně lokálními downbursty.

Pro detailnější průzkum příčinných podmínek vzniku jevu derecho a práci s relevantními daty je tak třeba detailně mapovat případy výskytu silného větru v minulosti v období pokryté sondážními měřeními nebo případně reanalýzami, z nichž některé pokrývají celé 20. století. Právě jedna z takových reanalýz byla využita rekonstrukci podmínek vzniku derecho ze 4. 7. 1929 proto byla použita data z reanalýzy ERA-20C. Dokumentace i autoři publikací, kteří se zabývali reanalýzou ERA-20C (např. Poli et al. (2016)), však detailně metodiku výpočtu CAPE nerozebírají, a proto ani v této práci není uvedeno, o jakou variantu výpočtu CAPE jde. Ověření metodiky by bylo možné provést z výstupů teploty, vlhkosti, tlaku vzduchu a geopotenciální výšky z jednotlivých modelových hladin reanalýzy pro několik určitých gridových bodů a spočítat charakteristiky konvektivního prostředí. Je možné, že počítaná hodnota v rámci výstupu NetCDF souboru z reanalýzy ERA-20C je MLCAPE, jelikož se blíží nejvíce hodnotě spočítané pomocí knihovny ThundeR v R (obr. 28). V Praze by bylo v rámci interpolovaných hodnot CAPE v 18 UTC přibližně  $2400 \text{ J.kg}^{-1}$ , přičemž maximální hodnota CAPE nad Českem by byla  $3277 \text{ J.kg}^{-1}$  v oblasti východních Čech. Tyto rozdíly mohou kromě odlišné metodiky výpočtu CAPE pramenit i z volby interpolační metody. Uvedené hodnoty DCAPE se mohou lišit. Ve výstupech, které jsou uvedeny v této práci, je počítáno DCAPE na základě průměrné ekvivalentní potenciální teploty ve výšce mezi 3 až 5 km. Je však rovněž běžné počítat DCAPE z minimální ekvivalentní potenciální teploty ve spodních 400 hPa nebo z hladiny 700 hPa (AMS, online). S tímto rozdílem souvisí i hodnota DCP.

Co se týče přízemního tlakového pole z reanalýzy ERA-20C, bylo podobné ve srovnání se skutečnou situací, která byla zakreslena v rámci synoptických map v německém tisku, konkrétně v titulu *Hamburger Anzeigen und Nachrichten* (1929). Teplota však byla

v rámci reanalýzy ERA-20C podhodnocena oproti měřením ze stanic, což může být dáno rozlišením dat, které je přibližně 125 km (Poli et al. 2016).

Snahou bylo také použít zpětnou předpověď detailním modelem numerické předpovědi počasí COSMO. Výstupy však použity nebyly kvůli chybně spočítaným podmínkám v mezní vrstvě atmosféry. Výstupy modelu simulovaly totiž inverzní vrstvu a při zemském povrchu teplotu jen okolo 20 °C při relativní vlhkosti vzduchu 90 až 100 % během odpoledních hodin v oblasti celého Česka. Hodnoty CAPE byly rovněž nízké a hodnoty CIN v závislosti na proložení stavové křivky dosahovaly téměř -450 J.kg<sup>-1</sup>.

Druhá část případové studie se zabírala rekonstrukcí situace z dostupných digitalizovaných tiskovin, fotografií nebo kronik. Pro klasifikaci škod byla použita International Fujita Scale (Groenemeijer et al. 2018). Škody na vegetaci byly hodnoceny standardně podle stupnice. Škody na stavbách však nelze zcela jednoznačně tabulkově hodnotit. Je třeba hodnocení škod brát s velkým nadhledem, a to hned z několika důvodů. Tím prvním důvodem byla určitá míra citového zabarvení a v některých případech neúplně objektivní líčení situace a popis škod z dobového tisku nebo kronik. Dalším problémem bylo spolehnout se na samotný popis v dobovém tisku. Jednalo se totiž často pouze o několik málo vět či odstavců, který v místě škody popisoval. Tam, kde nebylo dostatek informací ke klasifikaci jevu nebo se jednalo pouze o poznámku v klimatických výkazech, byl jev neklasifikován. Některé popisy šlo částečně ověřit, jiné nikoliv. Například v Prager Presse (1929) je popisována tromba u Jablonce nad Nisou. Amatérský web zabírající se historií Minulost a okolí Liberce (online) popisuje sice škody po tornádu, nicméně přesné datum zde není uvedeno. Na stranu druhou v našich končinách je pravděpodobnost výskytu tromb či tornád na jednom místě v celku malá, proto jsou sice škody klasifikovány, ale v mapách klasifikace uvedena záměrně z důvodu potřeby dalšího ověření není.

Velký problém představovala rovněž klasifikace škod na stavbách. Řada staveb totiž byla postavena s dřevěnými střechami. Některé škody bylo rovněž obtížné klasifikovat, jelikož nebylo v dobovém tisku nebo v kronikách uvedeno, o jaký typ stavby se jedná. V tomto ohledu je třeba brát klasifikaci s velkým nadhledem. Zároveň je vhodné brát v úvahu vývoj stavebnictví v čase.

V této práci zároveň není určena přesná délka dráhy dřechem zasaženého území, jelikož zmínky o dřechem na území dnešního Polska se nepodařilo nalézt nebo se zde již MCS neprojevoval tak silným větrem. Z německého tisku bylo možné situaci rekonstruovat

jen částečně, jelikož řada informací byla spíše obecnějšího charakteru a nevztahovala se přímo k jednotlivým obcím. Z českých a rakouských dobových tiskovin bylo možné situaci zdokumentovat naopak velmi detailně. Podařilo se zaznamenat celkem 111 reportů o kroupách, 257 reportů o silném větru a 11 případů o výskytu tornáda nebo pravděpodobného tornáda. Databáze výskytu nebezpečných jevů bude však i nadále doplňována o nové poznatky, které nebyly doposud v této práci zahrnuty.

## 7 Závěr

Tato práce si kládla za cíl představit jev derecho v kontextu silného větru. Na základě převážně zahraniční literatury byla vypracována detailní rešerše jevů a procesů vedoucích ke vzniku silného větru v konvektivních bouřích v rámci různých měřítek. Snahou bylo tyto jevy ilustrovat i na příkladech z Česka z dostupných dat. Součástí rešeršní části byla rovněž rozebrána definice a klasifikace jevu derecho. Následně bylo navázáno podmínkami vzniku jevu derecho v USA a v Evropě, a to jak popisem synoptické situace, tak popisem za pomoci charakteristik konvektivního prostředí ze sondážních měření.

Praktická část práce byla věnována rekonstrukci podmínek vzniku a synoptické situace události výskytu derecha dne 4. 7. 1929 pomocí reanalýzy ERA-20C. Podařilo se rovněž detailně situaci zrekonstruovat podle historických pramenů z Česka, Německa a Rakouska a staničních měření z Česka a Německa. Bylo tak možné zpětně podmínky vzniku i škody rekonstruovat a některé škody způsobené silným větrem rovněž klasifikovat podle IF stupnice. Z koncentrace škod je velmi pravděpodobné, že derecho doprovázely také supercely, které mohly být příčinou některých výrazných škod, a to nejen po silném větru, ale také po velkých kroupách.

Na práci je možné navázat prací diplomovou a pokusit se o analýzu dalších situací za období první republiky a o další doplnění informací k situaci roku 1929 zejména z kronik. Po následném doplnění meteorologických dat z Rakouska a informací o škodách z Německa a Polska by mohla být rekonstrukce situace z roku 1929 představena i v rámci publikace v odborném časopise. Výsledky rekonstrukce i dalších situací by bylo možné představit v diplomové práci, porovnat tyto situace a výsledky zobecnit. Druhou možností pokračování je zmapování příčinných podmínek vzniku větrných bouří typu derecho ve střední Evropě s využitím sondážních měření a také zjištění, jak dalece se liší výstupy z kódu TEMP a BUFR při aplikaci na jednotlivé modifikace MLCAPE, tedy MLCAPE počítané z průměrné potenciální teploty a směšovacího poměru v prvních 100, 300 a 500 metrech od zemského povrchu. Rovněž by nemuselo být špatné ověřit, jak dalece se liší některé složené parametry z blízkých sondáží.

## 8 Seznam použité literatury a zdroje

### 8.1 Literatura

AMS: Glossary of Meteorology, American Meteorological Society,  
<https://glossary.ametsoc.org/> [cit. 28. 5. 2022].

ATKINS, N. T., LAURENT, M. ST. (2009): Bow echo mesovortices. Part I: Processes that influence their damaging potential. *Monthly Weather Review*, 137, 5, 1497–1513.

ATKINS, N. T., LAURENT, M. ST. (2009): Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis. *Monthly Weather Review*, 137, 5, 1514–1532.

BARTELS, D. L., MADDOX, R. A. (1991): Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 119, 1, 104–118.

BENTLEY, M. L., MOTE, T. L. (1998): A climatology of derecho-producing mesoscale convective systems in the central and eastern United States, 1986–95. Part I Temporal and spatial distribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 11, 2527–2540.

BLUESTEIN, H. B., JAIN, M. H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 16, 1711–1732.

BLUESTEIN, H. B., PARKS C. R. (1983): Synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the Southern Plains. *Monthly Weather Review*, 111, 10, 2034–2046.

BRÁZDIL, R., CHROMÁ, K., PÚČIK, T., ČERNOCH, Z., DOBROVOLNÝ, P., DOLÁK, L., KOTYZA, O., ŘEZNÍČKOVÁ, L., TASZAREK, M. (2020): The climatology of significant tornadoes in the Czech Republic. *Atmosphere*, 11, 7, 689.

BUNKERS, M. J., BARBER, D. A., THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., GARNER, J. (2000): Choosing a universal mean wind for supercell motion prediction. *NWA Journal of Operational Meteorology*, 2, 11, 115–129.

CELIŃSKI-MYSŁAW, D., MATUSZKO, D. (2014): An analysis of selected cases of derecho in Poland. *Atmospheric Research*, 149, 263–281.

- COFFER, B. E., PARKER, M. D., THOMPSON, R. L., SMITH, B. T., JEWELL, R. E. (2019): Using near-ground storm relative helicity in supercell tornado forecasting. *Weather and Forecasting*, 34, 5, 1417–1435.
- CONIGLIO, M. C., STENSRUD, D. J. (2004): Interpreting the climatology of derechos. *Weather and Forecasting*, 19, 3, 595–605.
- CONIGLIO, M., WEISS, S., EVANS, J., BRIGHT, D., HART, J., BOTHWELL, P., CORFIDI, S., JOHNS, B. (2005): NOAA Hazardous Weather Testbed, Summer Experiment 2005: Testing forecast tools for MCS maintenance, speed and severity, [https://www.nssl.noaa.gov/users/mcon/public\\_html/2005\\_summer\\_exp\\_plan.pdf](https://www.nssl.noaa.gov/users/mcon/public_html/2005_summer_exp_plan.pdf) [cit. 29. 4. 2022].
- CORFIDI, S. F. (2003): Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion downwind-developing MCSs. *Weather and Forecasting*, 18, 6, 997–1017.
- CORFIDI, S. F., CONIGLIO, M. C., COHEN, A. E., MEAD, C. M. (2016): A proposed revision to the definition of „Derecho“. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97, 6, 935–949.
- CORFIDI, S. F., CORFIDI, S. J., IMY, D. A. (2006): A preliminary study of severe wind-producing MCSs in environments of limited moisture. *Weather and Forecasting*, 21, 5, 715–734.
- CORFIDI, S. F., EVANS, J. S., JOHNS, R. H. (2022): About derechos. <https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/derechofacts.htm> [cit. 12. 2. 2022].
- CORFIDI, S. F., IMY, D. A., TAYLOR, S. J., LOGAN, A. (2004): A preliminary investigation of derecho-producing in environments of very low dewpoints. <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/82204.pdf> [cit. 2. 6. 2022].
- ČMeS (2022): Elektronický meteorologický slovník, Česká meteorologická společnost. <http://slovník.cmes.cz/> [cit. 12. 2. 2022].
- DALAL, S., LOHAR, D., SARKAR, S., SADHUKHAN, I., DEBNATH, G. C. (2012): Organizational modes of squall-type mesoscale convective systems during premonsoon season over eastern India. *Atmospheric Research*, 106, 120–138.

- DAS, S., SARKAR, A., DAS, M. K., RAHMAN, M., ISLAM, N. (2015): Composite characteristic of Nor'westers based on observations and simulations. *Atmospheric Research*, 158–159, 158–178.
- DAVIS, C. A., TRIER, S. B. (2007): Mesoscale convective vortices observed during BAMEX. Part I: Kinematic and thermodynamic structure. *Monthly Weather Review*, 135, 6, 2029–2049.
- DOSWELL, C. A. (1985): The operational meteorology of convective weather. Volume II. Storm scale analysis. <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/11215> [cit. 5. 3. 2022].
- DOSWELL, C. A., BROOKS, H. E., MADDOX, R. A. (1996): Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11, 4, 560–581.
- DOSWELL, C. A., BURGESS, D. W. (1993): Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. [http://www.flame.org/~cdoswell/publications/Doswell&Burgess\\_93.pdf](http://www.flame.org/~cdoswell/publications/Doswell&Burgess_93.pdf) [cit. 12. 3. 2022].
- DOSWELL, C. A., EVANS, J. F. (2003): Proximity soundings analysis for derechos and supercells: an assessment of similarities and differences, *Atmospheric Research*. 67–68, 117–133.
- DOSWELL, CH. A., RASMUSSEN, E. N. (1994): The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Weather and Forecasting*. 9, 4, 625–629.
- ESWD (2014): ESWD Event reporting criteria, European Severe Storms Laboratory. [https://www.eswd.eu/docs/ESWD\\_criteria\\_en.pdf](https://www.eswd.eu/docs/ESWD_criteria_en.pdf) [cit. 12. 2. 2022].
- EVANS, J. S., DOSWELL, CH. A. (2001): Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather and Forecasting*, 16, 3, 329–342.
- FIGUEIREDO, E. L., NASCIMENTO, E. L., OLIVEIRA, M, I. (2019): Analysis of two derecho events in Southern Brazil. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 131, 5, 1171–1190.
- FUJITA, T. T. (1955): Results of detailed synoptic studies of squall lines. [http://www.atmos.albany.edu/daes/atmclasses/atm401/pdf/Fujita\(1955\)\\_SquallLines\\_Tellus.pdf](http://www.atmos.albany.edu/daes/atmclasses/atm401/pdf/Fujita(1955)_SquallLines_Tellus.pdf) [cit. 16. 4. 2022].

FUJITA, T. T. (1971): Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity, Satellite & Mesometeorology Research Project. [https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261875/ttu\\_fujita\\_000292.pdf?sequence=3&isAllowed=y](https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261875/ttu_fujita_000292.pdf?sequence=3&isAllowed=y) [cit. 4. 6. 2022].

FUJITA, T. T. (1978): Manual of downburst identification for project Nimrod, Satellite & Mesometeorology Research Project. [https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261961/ttu\\_fujita\\_000220.pdf?sequence=3&isAllowed=y](https://swco-ir.tdl.org/bitstream/handle/10605/261961/ttu_fujita_000220.pdf?sequence=3&isAllowed=y) [cit. 19. 7. 2022].

FUJITA, T. T. (1981): Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 8, 1511–1534.

FUJITA, T. T., BYERS, H. R. (1977): Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner. *Monthly Weather Review*, 105, 2, 129–146.

FUJITA, T. T., WAKIMOTO, R. M. (1981): Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Monthly Weather Review*, 109, 7, 1438–1456.

GALWAY, J. G. (1985): J. P. Finley: The first severe storms forecaster. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66, 12, 1506–1510.

GATZEN, CH. (2004): A derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. *Weather and Forecasting*, 19, 3, 639–645.

GATZEN, CH., FINK, A. H., SCHULZ, D. M., PINTO, J. G. (2020): An 18-year climatology of derechos in Germany. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20, 5, 1335–1351.

GATZEN, CH., PÚČIK, T., RÝVA, D. (2011): Two cold-season derechos in Europe. *Atmospheric Research*, 100, 4, 740–748.

GHOSH, A., LOHAR, D., DAS, J. (2008): Initiation of Nor'wester in relation to mid-upper and low-level water vapor on METEOSAT-5 images. *Atmospheric Research*, 87, 2, 116–135.

GILMORE, M. S., WICKER L. J. (1998): The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Monthly Weather Review*, 126, 4, 943–958.

- GODFREY, E. S., TRAPP, J. S., BROOKS, H. E. (2004): A Study of the pre-storm environment of tornadic quasi-linear convective systems. <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/81388.pdf> [cit. 29. 4. 2022].
- GOSPODINOV, I., DIMITROVA, T., BOCHEVA, L., SIMEONOV, P., DIMITROV, R. (2015): Derecho-like event in Bulgaria on 20 July 2011. *Atmospheric Research*, 158–159, 254–273.
- GRIM, J. A., RAUBER, R. M., MCFARQUAR, G. M., JEWETT, B. F., JORGENSEN, D. P. (2009): Development and forcing of the rear inflow jet in a rapidly developing and decaying squall line during BAMEX. *Monthly Weather Review*. 137, 4, 1206–1229.
- GROENEMEIJER, P., HOLZER, A. M., HUBRIG, M., KÜHNE, T., BOCK, L., SORIANO, J. D., GUTIÉRREZ-RUBIO, D., KALTENBERGER, R., PLOEG, B., STROMMER, G. (2018): The International (IF) scale, tornado and wind damage assessment guide. [https://www.essl.org/media/publications/IF-scale\\_v0.10.pdf](https://www.essl.org/media/publications/IF-scale_v0.10.pdf) [cit. 19. 7. 2022].
- GROENEMEIJER, P., PUNKKA, A., TEITTINEN, J.: Forecasting severe convective storms, Estofex. <https://www.estofex.org/guide/> [cit. 5. 3. 2022].
- HAMID, K. (2012): Investigation of the passage of a derecho in Belgium. *Atmospheric Research*, 107, 86–105.
- Heimatgeschichte-Steinach (2022): <https://heimatgeschichte-steinach.de/> [cit. 19. 7. 2022].
- HINRICHS, G. (1878): The thunderstorm of July, 31, 1877. *Iowa Weather Bulletin*, 1, 1, 2.
- HINRICHS, G. (1888): Tornadoes and derechos. [https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/hinrichs/amj\\_hinrichs.pdf](https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/hinrichs/amj_hinrichs.pdf) [cit. 1. 6. 2022].
- HOUZE, R. A. (1993): *Cloud dynamics*. Elsevier, Amsterdam.
- HOUZE, R. A. (2004): Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42, 4, 1–43.
- CHERNOKULSKY, A., SHIKHOV, A., BYKOV, A., KALININ, N., KURGANSKY, M., SHERSTYUKOV, B., YARINICH, Y. (2022): Diagnosis and modelling of two destructive

derecho events in European Russia in the summer of 2010. *Atmospheric Research*, 267, 1–15.

JOHNS (1993): Meteorological conditions associated with bow echo development in convective storms. *Weather and Forecasting*, 8, 2, 294–299.

JOHNS, R. H. (2007): Origin and evolution of the term „derecho“ as a severe weather event. <https://www.spc.noaa.gov/misc/AbtDerechos/hinrichs/JohnsDerechoStory.pdf> [cit. 1. 6. 2022].

JOHNS, R. H., HIRT, W. D. (1987): Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Weather and Forecasting*, 2, 1, 32–49.

JOHNSON, R. H. (2001): Surface mesohighs and mesolows. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 1, 13–32.

JOHNSON, R. H., HAMILTON P. J. (1988): The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Monthly Weather Review*, 116, 7, 1444–1473.

KAŠPAR, M., MÜLLER, M., CRHOVÁ, L., HOLTANOVÁ, E., POLÁŠEK, J. F., POP, L., VALERIANOVÁ, A. (2017): Relationship between Czech windstorms and air temperature. *International Journal of Climatology*, 37, 1, 11–24.

KAŠPAR, M., MÜLLER, M., ŘEZÁČOVÁ, D., SOKOL, Z. (2009): Severe storm in Bavaria, the Czech Republic and Poland on 12–13 July 1984: A statistic and model-based analysis. *Atmospheric Research*, 93, 1–3, 99–110.

KLIMOWSKI, B. A., HJELMFELT, M. R., BUNKERS, M. J. (2004): Radar observations of the early evolution of bow echoes. *Weather and Forecasting*, 19, 4, 727–734.

KÖPPEN, W. (1879): Beiträge zur Kenntniss der Böen und Gewitterstürme. *Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie*, 7, 324–335.

KÖPPEN, W. (1882): Der Gewittersturm vom 9. August 1881. *Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie*, 10, 595–619, 714–737.

KÖPPEN, W. (1886): Bericht über den Orkan vom 14. Mai in Crossen und Umgebung. *Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie*, 14, 259–276.

- KÖPPEN, W. (1896): Die Windhose vom 5. Juli 1890 bei Oldenburg und die Gewitterböe vom 10. Juli 1896 in Ostholstein. *Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie*, 24, 445–458.
- LEE, B. D., WILHELMSON R. B. (1997): The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part I: Initiation and evolution of pretornadic misocyclone circulations along a dry outflow boundary. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 34, 1, 32–60.
- LEMON, L. R., DOSWELL, C. A. (1979): Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review*, 107, 9, 1184–1197.
- LETZMANN, J. (1923): Das Bewegungsfeld im Fuss einer fortschreitenden Wind oder Wasserhose. <https://www.essl.org/cms/wp-content/uploads/Letzmann1923.pdf> [cit. 1. 6. 2022].
- LOEHRER, S. M., JOHNSON, R. H. (1995): Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 123, 3, 600–621.
- LÓPEZ, J. M. (2007): A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17 th August 2003. *Atmospheric research*, 84, 2–4, 272–283.
- MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y. (2010): *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- MARQUIS, J. N., RICHARDSON, Y. P., WURMAN, J. M. (2007): Kinematic observations of misocyclones along boundaries during IHOP. *Monthly Weather Review*, 135, 5, 1749–1768.
- MATHIAS, L., ERMERT, V., KELEMEN, F. D., LUDWIG, P., PINTO, J. G. (2017): Synoptic analysis and hindcast of an intense bow echo in Western Europe: The 9 June 2014 storm. *Weather and Forecasting*, 32, 3, 1121–1141.
- MEADEN, G. T. (1976): Tornadoes in Britain: Their intensities and distribution in space and time. 1, 8, 242–251.
- Minulost a současnost okolí Liberce (2022): <https://minulost-a-okoli-liberce.webnode.cz/> [19. 7. 2022].

- MONCRIEFF, M. W., MILLER, M. J. (1976): The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 432, 373–394.
- NOAA: Help - Derecho Composite Parameter (DCP).  
[https://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help\\_dcp.html](https://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help_dcp.html) [cit. 3. 3. 2022].
- NOLEN, R. H. (1959): A radar pattern associated with tornadoes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 40, 6, 277–279.
- NOVÁK, M. KYZVAROVÁ, H. (2020): Dlouhodobé charakteristiky konvektivních bouří z pohledu radarových dat a dat detekce blesků. *Meteorologické zprávy*, 73, 3, 65–77.
- ORLANSKI, I. (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 5, 527–530.
- PARKER, M. D., JOHNSON, R. H. (2000): Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 128, 10, 3413–3436.
- POLI, P. et al. (2016): ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of climate*, 29, 11, 4083–4097.
- POTVIN, C. K., ELMORE, K. L., WEISS, S. J. (2010): Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments. *Weather and Forecasting*, 25, 3, 921–930.
- PÚČIK, T., FRANCOVÁ, M., RÝVA, D., KOLÁŘ, M., RONGE, L. (2011): Forecasting challenges during the severe weather outbreak in Central Europe on 25 June 2008. *Atmospheric Research*, 100, 4, 680–704.
- PÚČIK, T., GROENEMEIJER, P., RÝVA, D., KOLÁŘ, M. (2015): Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in Central Europe. *Monthly Weather Review*, 143, 12, 4805–4821.
- PÚČIK, T., GROENEMEIJER, P., TSONEVSKY, I. (2021): Vertical wind shear and convective storms, Technical Memo 879, ECMWF.  
<https://www.ecmwf.int/file/291701/download?token=hOtxJfo8> [cit. 1. 6. 2022].
- PÚČIK, T., RÝVA, D., ŠINGER, M., STANĚK, M., GROENEMEIJER, P. (2022): Damage survey of the violent tornado in southeast Czechia on 24 June 2021.

<https://www.essl.org/cms/wp-content/uploads/24-June-2021-violent-tornado-damage-assessment-.pdf> [cit. 19. 7. 2022].

PUNKKA A., TEITTINEN, J., JOHNS, R. H. (2006): Synoptic and mesoscale analysis of a high-latitude derecho-severe thunderstorm outbreak in Finland on 5 July 2002. *Weather and Forecasting*, 21, 5, 752–763.

RASMUSSEN, E. N., STRAKA, J. M. (1998): Variations in supercell morphology. Part I: observations of the role of upper-level storm-relative flow. *Monthly Weather Review*, 126, 9, 2406–2421.

ROTUNNO, R., KLEMP, J. S., WEISMAN, M. L. (1988): A theory for strong long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 3, 463–485.

RUDI, X., DONGHAI, W., JIANHUA, S., GAILI, W., GUANCONG, X. (2012): An observational analysis of a derecho in South China. *Acta Meteorologica Sinica*, 26, 6, 773–787.

RÝVA, D. (2016): Výskyt jevu derecho na území ČR. *Meteorologické zprávy*, 69, 3, 83–89.

RÝVA, D. (2018): Mimořádná četnost supercelárních bouří a derech v Česku v roce 2017. *Meteorologické zprávy*, 71, 6, 170–178.

ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha.

SCHUMACHER, R. S., JOHNSON, R. H. (2005): Organization and environmental properties of extreme-rain producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 133, 4, 961–976.

SIMON, A., KAŇÁK, J., SOKOL, A., PUTSAY, M., UHRÍNOVÁ, L., CSIRMAZ, K., OKON, L., HABROVSKÝ, R. (2011): Case study of a severe windstorm over Slovakia and Hungary on 25 June 2008. *Atmospheric Research*, 100, 705–739.

SIPOS, Z., SIMON, A., CSIRMAZ, K., LEMLER, T., MANTA, R. D., KOCSIS, Z. (2021): A case study of a derecho storm in dry, high-shear environment. *Időjárás*, 125, 1, 1–37.

- SMULL, B. F., HOUZE, R. A. (1987): Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation, *Monthly Weather Review*, 115, 12, 2869–2889.
- STANĚK, M., KOLÁŘ, Š. (2022): Tornádo na jižní Moravě. *Geografické rozhledy*, 31, 5, 12–15.
- SULAN, J. (2005): „Noční“ tornádo v Krušných horách. <https://www.tornada-cz.cz/pripady/krusne-hory:a90.htm> [cit. 12. 3. 2022].
- SUROWIECKI A., TASZAREK, M. (2020): A 10-year radar-based climatology of mesoscale convective system archetypes and derechos in Poland. *Monthly Weather Review*, 148, 8, 3471–3488.
- TASZAREK, M., BROOKS, H. E., CZERNECKI, B. (2017): Sounding-derived parameters associated with convective hazards in Europe. *Monthly Weather Review*, 145, 4, 1511–1528.
- TASZAREK, M., PILGUJ, N., ORLIKOWSKI, J., SUROWIECKI, A., WALCZAKIEWITZ, S., PILORZ, W., PIASECKI, K., PAJUREK, L., PÓLROLNICZAK, M. (2019): Derecho evolving from a mesocyclone – A study of 11 August 2017 severe weather outbreak in Poland: Event analysis and high resolution simulation. *Monthly Weather Review*, 147, 6, 2283–2306.
- THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., HART, J. A., ELMORE, K. L., MARKOWSKI, P. (2003): Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*, 18, 6, 1243–1261.
- TOLL, V., MÄNNIK, A., LUHAMAA, A., RÕÕM, R. (2015): Hindcast experiments of the derecho in Estonia on 8 August, 2010: Modelling derecho with NWP model HARMONIE. *Atmospheric Research*, 158–159, 179–191.
- TORNADOLISTE DEUTSCHLAND (2022): <https://tornadoliste.de/> [cit. 28. 6. 2022].
- TRAPP, R. J. (2013): *Mesoscale convective processes in the atmosphere*. Cambridge University Press, Cambridge.
- TRIER, S. B., DAVIS, C. A. (2007): Mesoscale convective vortices observed during BAMEX. Part II: Influences on secondary deep convection. *Monthly Weather Review*, 135, 6, 2051–2075.

- WAKIMOTO, R. M. (2001): Convectively driven high wind events. *Meteorological Monographs*, 28, 50, 255–298.
- WAKIMOTO, R. M., STAUFFER, P., LEE, W. (2015): The vertical vorticity structure within a squall line observed during BAMEX: Banded vorticity features and the evolution of a bowing segment. *Monthly Weather Review*, 143, 1, 341–362.
- WEISMAN, M. L. (1992): The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, 19, 1826–1847.
- WEISMAN, M. L. (1993): The genesis of severe long-lived bow echoes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, 4, 645–670.
- WEISMAN, M. L., EVANS, C., BOSART, L. (2013): The 8 May 2009 Superderecho: Analysis of a real-time explicit convective forecast. *Weather and Forecasting*, 28, 3, 863–892.
- WEISMAN, M. L., TRAPP, R. J. (2003): Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: Overview and dependence on environmental shear. *Monthly Weather Review*, 131, 11, 2779–2803.
- ZACHAROV, P., ŘEZÁČOVÁ, D. (2005): Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí. *Meteorologické zprávy*, 58, 3, 65–72.

## 8.2 Datové zdroje

ČHMÚ [online]: Vizualizace nefiltrovaných radarových dat (RLAN) sítě CZRAD.

<https://radar4ctu.bourky.cz/> [cit. 19. 7. 2022].

DWD [online]: Deutscher Wetterdienst, CDC–Climate Data Center.

<https://cdc.dwd.de/portal/> [cit. 19. 7. 2022]

ECMWF [online]: Public Datasets. <https://apps.ecmwf.int/datasets/> [cit. 19. 7. 2022].

ESWD [online]: European Severe Weather Database. <https://www.eswd.eu/> [cit. 19. 7. 2022].

EUROSTAT [online]: NUTS – GISCO.

<https://ec.europa.eu/eurostat/web/gisco/geodata/reference-data/administrative-units-statistical-units/nuts#nuts21> [cit. 19. 7. 2022].

Topothek [online]: Unsere Topotheken. <https://www.topothek.at/de/unsere-topotheken/> [cit. 19. 7. 2022].

UNIVERSITY OF WYOMING [online]: Atmospheric soundings – Wyoming Weather Web. <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> [cit. 19. 7. 2022].

WETTER 3 [online]: Aktuelle Wetterkarten. <https://www1.wetter3.de/> [cit. 19. 7. 2022].

## 8.3 Archivní zdroje

Arbeiterwille [online]. Wien: Österreichische Nationalbibliothek, 1929, roč. 40, č. 184 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://anno.onb.ac.at/>

Český deník [online]. Praha: Národní knihovna České republiky, 1929, č. 187 [cit. 2022-07-19]. 1801-2620. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Hamburger Anzeigen und Nachrichten [online]. Hamburg: Deutsche Digitale Bibliothek, 1929, roč. 85, č. 230 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://www.deutsche-digitale-bibliothek.de/>

Illustrierter Sonntag [online]. München: Bayerische Staatsbibliothek, 1929, roč. 15, č. 15 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://digipress.digitale-sammlungen.de/>

Lidové noviny [online]. Brno: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 37, č. 337 [cit. 2022-07-19]. 0862-5921. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Lidové noviny [online]. Brno: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 37, č. 339 [cit. 2022-07-19]. 0862-5921. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Lidové noviny [online]. Brno: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 37, č. 341 [cit. 2022-07-19]. 0862-5921. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Linzer Volksblatt [online]. Wien: Österreichische Nationalbibliothek, 1929, roč. 61, č. 154 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://anno.onb.ac.at/>

Národní listy, Národ, obrázkový večerník [online]. Brno: Moravská zemská knihovna, 1929, roč. 69, č. 156 [cit. 2022-07-19]. 1214-1240. Dostupné z: <https://www.digitalniknihovna.cz/>

Prager Presse [online]. Praha: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 9, č. 182 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Salzburger Volksblatt [online]. Wien: Österreichische Nationalbibliothek, 1929, roč. 59, č. 153 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://anno.onb.ac.at/>

Státní okresní archiv Domažlice (SOkA Domažlice), AM Staňkov, č. fondu 402, inv. č. 1475, Kronika města Staňkov 1922–1931. [cit. 19. 7. 2022]. Dostupné z: <https://www.portafontium.eu/>

Venkov: orgán České strany agrární [online]. Praha: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 24, č. 157 [cit. 2022-07-19]. 1805-0905. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Venkov: orgán České strany agrární [online]. Praha: Národní knihovna České republiky, 1929, roč. 24, č. 158 [cit. 2022-07-19]. 1805-0905. Dostupné z: <https://ndk.cz/>

Voralberger Tagblatt [online]. Wien: Österreichische Nationalbibliothek, 1929, roč. 12, č. 153 [cit. 2022-07-19]. Dostupné z: <https://anno.onb.ac.at/>

## 9 Seznam obrázků a tabulek

- Obr. 1: Vizualizace konvektivního prostředí na zkoseném diagramu
- Obr. 2: Závislost vzniku určitého typu konvektivní bouře na vertikálním stříhu větru
- Obr. 3: Schématické znázornění multiceárního systému
- Obr. 4: a, b, Schéma dvou variant pohybu multiceárního systému
- Obr. 5: Schématické znázornění vertikálního řezu squall line
- Obr. 6: Downburst na Kroměřížsku v červenci 2019
- Obr. 7: Schéma downburstu a okolo něj se vyvíjejícího vírového prstence
- Obr. 8: Vertikální profily větru ze sondážních měření z Prahy-Libuše z 25. 6. 2008 z 18:00 UTC (a) a z Prostějova z 11. 8. 2017 z 00:00 UTC (b)
- Obr. 9: Vývoj bow echa a comma echa
- Obr. 10: Vývoj bow echa a comma echa postupně s převládajícím cyklonálním koncovým vírem ve večerních a nočních hodinách 23.–24. 6. 2021
- Obr. 11: Zkosený diagram s vertikálním profilem větru a hodograf ze sondážního měření z Prahy-Libuše 24. 6. 2021 0 UTC
- Obr. 12: Schéma vzniku cyklonálního a anticyklonálního víru na squall line
- Obr. 13: Vyboulená oblast vlivem silného sestupného proudu na squall line s derechem dne 20. 5. 2022 na Lounsku
- Obr. 14: Gustnado u Postoupek (okr. Kroměříž) dne 13. 4. 2020
- Obr. 15: Pravděpodobné gustnado dne 13. 4. 2020 při přechodu gust fronty na Kroměřížsku
- Obr. 16: Supercela a supercelární tornádo, které dosáhlo 4. kategorie na Fujitově stupnici, na jižní Moravě dne 24. 6. 2021
- Obr. 17: Krabicové grafy s hodnotami stříhu větru mezi 0 až 3 km a 0 až 1 km
- Obr. 18: Část pásky mikrobarografu Metra z 10 a 11. 8. 2017 z Otrokovic
- Obr. 19: Mapa události ze dne 31. července 1877
- Obr. 20: Skica „oblačného válce“, tedy zvláštnosti arcus
- Obr. 21: Četnost výskytu jevu derecho v USA
- Obr. 22: Porovnání podmínek vzniku derech ze 113 blízkých sondážních měření
- Obr. 23: Průměrné hodografy z blízkých sondáží pro supercely a derecha
- Obr. 24: Srovnání hodnot DCP v případě, kdy se vyskytlo WF derecho a v případě, kdy se v rámci MCS derecho nevyskytlo
- Obr. 25: Roční četnost výskytu derech v Německu

Obr. 26: Roční četnost výskytu derech Polsku

Obr. 27: Teplota v hladině 850 hPa, směr větru v 10 metrech a geopotenciální výška v 500 hPa dle reanalýzy ERA-20C

Obr. 28: Průběh hodnot CAPE v čase dne 4. 7. 1929 dle reanalýzy ERA-20C

Obr. 29: Pseudosondáž se spočítanými charakteristikami konvekce z reanalýzy ERA-20C

Obr. 30: Porovnání hodnot vertikálního stříhu větru, MLCAPE, MUCAPE a DCAPE a složených parametrů DCP, SCP, STP

Obr. 31: Maximální teplota vzduchu a úhrn srážek dne 4. 7. 1929 v Česku

Obr. 32: Maximální teplota vzduchu a úhrn srážek dne 4. 7. 1929 v Německu

Obr. 33: Zjištěné škody po derechu dne 4. 7. 1929

Obr. 34: Oblasti výskytu tornád nebo možného výskytu tornád dne 4. 7. 1929

Obr. 35: Kolorovaná fotografie zaznamenávající škody po výskytu pravděpodobného tornáda v Jablonci nad Nisou

Obr. 36: Škody po silném větru ve Steinachu dne 4. 7. 1929

Obr. 37: Otisk kroupy v porovnání se slepičím vejcem ve Steinarchu

Tab. 1: Porovnání jednotlivých základních definic derech