



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ
BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ
LETECKÝ ÚSTAV

FACULTY OF MECHANICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF AEROSPACE ENGINEERING

BOUŘKY NA LETIŠTÍCH A ZA LETU - POZOROVÁNÍ A PŘEDPOVĚĎ

STORMS AT THE AIRPORTS AND DURING FLIGHT – OBSERVATION AND FORECAST

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE
BACHELOR'S THESIS

AUTOR PRÁCE
AUTHOR

ADAM NOVOZÁMSKÝ

VEDOUCÍ PRÁCE
SUPERVISOR

RNDr. KAREL KRŠKA, CSc.

BRNO 2012

Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství

Letecký ústav Akademický rok: 2011/2012

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

student(ka): Adam Novozámský

který/která studuje v **bakalářském studijním programu**

obor: **Profesionální pilot (3708R030)**

Ředitel ústavu Vám v souladu se zákonem č.111/1998 o vysokých školách a se Studijním a zkušebním řádem VUT v Brně určuje následující téma bakalářské práce:

Bouřky na letištích a za letu - pozorování a předpověď

v anglickém jazyce:

Storms at the Airports and During Flight - Observation and Forecast

Stručná charakteristika problematiky úkolu: Bouřka jako nebezpečný jev z hlediska leteckého provozu. Pozorování bouřek a jejich kódování v meteorologických zprávách a výstrahách. Četnosti bouřek na letištích v ČR. Metody předpovědi bouřek.

Cíle bakalářské práce: Na vybraných případech z let 2008-2011 zhodnotit úspěšnost předpovědi bouřek provedených metodou indexů a CAPE s využitím aerologických údajů ve zprávě TEMP a údajů pozemních stanic.

Seznam odborné literatury: Meteorologie. Učební texty (ed. L.Kulčák. Brno 2006. Dvořák, P.:
Letecká meteorologie. Cheb 2010. Braun, L.: Limitations of CAPE index... Met. časopis, 2010.
Řezáčová, D. a kol.: Fyzika oblaků a srážek. Praha 2007.

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Karel Krška, CSc.

Termín odevzdání bakalářské práce je stanoven časovým plánem akademického roku
2011/2012. V Brně, dne 21.11.2011

L.S.

prof. Ing. Antonín Píštěk, CSc.
Ředitel ústavu

prof. RNDr. Miroslav Doupovec, CSc.
Děkan fakulty

Abstrakt

Tato práce je zaměřena na popsání konvekčních bouří a jevů, které ji provází. Okrajově se dotýká metod předpovědi bouřek, způsobů jejich pozorování a jednoduchých zásad, které by měl pilot při setkání s bouřkou za letu dodržovat. Na závěr je v práci zhodnocena úspěšnost předpovědi bouřek na letišti Karlovy Vary za použití indexu CAPE.

Abstract

This thesis is focused on describing convectional storms and all the phenomena that goes along it. Marginally describes methods of storms prediction, ways of its observation and some simple principles, which every pilot should know and follow in cases, that he meet's storm during flight. In the end, the success of storm prediction using CAPE index is assessed.

Klíčová slova

Bouřka, konvekce, instabilita, Cumulonimbus, downburst, blesk, předpověď

Keywords

Storm, convection, instability, Cumulonimbus, downburst, lightning, prediction

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně, pod odborným vedením vedoucího bakalářské práce a s použitím literatury uvedené v zadání

V Brně dne 22. 5. 2012

.....
Adam Novozámský

Bibliografická citace

NOVOZÁMSKÝ, A. Bouřky na letištích a za letu - pozorování a předpověď. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, 2012. 65 s. Vedoucí bakalářské práce RNDr. Karel Krška, CSc..

Poděkování

Především chci touto cestou poděkovat panu RNDr. Karlu Krškovi CSc. za velice vstřícný přístup, trpělivost, inspiraci, odbornou pomoc a usměřování. Za čas nad rámec jeho povinností, který se mnou nad touto prací strávil a za vědomosti, které mi svým vstřícným, přátelským přístupem a profesionalitou předal. Také bych rád poděkoval panu Bc. Tomášovi Púčikovi z ČHMÚ za odbornou pomoc a usměrnění v oblasti předpovědi a panu RNDr. Bohumilu Techlovskému za ochotné poskytnutí dat potřebných k sepsání této práce.

Dále bych rád vzdal díky svému okolí a hlavně své rodině, podporující mě ve studiích a jsoucí mi velkou oporou.

OBSAH

Úvod.....	13
1 Bouřka	15
1.1 Bouřka z pohledu letecké meteorologie	15
1.2 Podmínky vzniku bouřky	15
1.2.1 Instabilní zvrstvení	15
1.2.2 Konvekce	16
1.3 Oblačnost provázející bouřku, vývojová stadia konvekční bouře	17
1.3.1 Oblaky předcházející vznik konvekční bouře.....	17
1.3.2 Kumulové stadium (stadium zrodu).....	18
1.3.3 Bouřkové stadium (stadium zralosti)	19
1.3.4 Stadium rozpadu (stadium zániku).....	20
1.4 Základní kategorie konvekčních bouří podle A. J. Chrisholma a J. H. Renicka	21
1.4.1 Singlcela	21
1.4.2 Multicela.....	21
1.4.3 Supercela	22
1.5 Dělení bouří podle původu a místa vzniku.....	23
1.5.1 Bouřky uvnitř vzduchové hmoty.....	23
1.5.2 Bouřky orografické	23
1.5.3 Bouřky frontální.....	24
1.5.4 Bouřky na čáře húlav.....	26
1.5.5 Bouřky v konfluentním proudění.....	26
1.6 Jevy provázející konvekční bouři	27
1.6.1 Námraza.....	27
1.6.2 Vítr jako nebezpečný jev - stříh větru, propad studeného vzduchu, húlava .	30
1.6.3 Konvekční srážky, kroupy	35
1.6.4 Blesk.....	37
2 Podmínky letu za bouřkových situacích.....	39
2.1 Předletová příprava.....	39
2.2 Za letu	39
2.2.1 Přeletění bouřky	39
2.2.2 Oblétění bouřky.....	40
2.2.3 Podletění bouřkového oblaku	40
2.2.4 Průlet bouří	40
3 Předpověď bouřek v letectví, metody předpovědi, bouřkové indexy	43
3.1 Bouřkové indexy.....	44

3.1.1	Jednoduché indexy	44
3.1.2	Složité bouřkové indexy	45
4	Pozorování bouřek	51
5	Bouřky na letišti Karlovy Vary	54
5.1	Charakteristika letiště Karlovy Vary	54
5.2	Pozorování bouřek na letišti Karlovy Vary	55
5.2.1	Počet bouřkových dní na letišti LKKV v období 2007 – 2011	55
5.2.2	Četnost zpráv METAR se záznamem o výskytu bouřek na letišti LKKV po hodinách v období 2007 – 2011	56
5.2.3	Bouřkové dny ve vybraném období V.-VII. z let 2007 – 2011	57
5.2.4	Hodnoty CAPE z vybraného období 2007 – 2011 přesahující hodnotu 500 J.kg ⁻¹ 58	
5.2.5	Zhodnocení úspěšnosti předpovědi na základě CAPE v porovnání s leteckými zprávami METAR.....	60
	Závěr	61
	Seznam použitých zdrojů	62
	Monografie, časopisecké články	62
	Nepublikované práce, např. doktorské, diplomové, bakalářské práce a rukopisy	63
	Elektronické citace a zdroje.....	64
	Seznam použitých zkratk a symbolů	65
	Přílohy	67
	Seznam příloh	67

ÚVOD

Každý z nás jistě dobře zná ten pocit, když se horkým letním dnem rozletí mírný vlhký vánek. Pohled na temný horizont, který čas od času výhružně protne bílý blesk. Není nám cizí svírání žaludku, když vítr rychle sílí za zvuku hromu a ohromný oblak zastíní slunce...

Bouřka. Léta života nás naučila rozpoznat blížící se nebezpečí. Prvek stvoření, který svou krásou bere člověku dech. Fyzikální hříčka, která v nás vzbuzuje zvědavost i úctu. Nespoutaná síla, jež způsobuje mrazení v zádech každému, koho kdy zastihla mimo teplo domova. Bouřky člověku již od samých počátků ukazují svou svrchovanost. Dokonce i dnes, v době kdy lidé poskočili z povrchu zemského a ovládli vzduch.

V této práci se zaměříme na problematiku bouřek z pohledu letectví. Společně nahlédneme do dějů, které v každé bouřce probíhají. Popíšeme jejich vznik a podmínky, které jsou pro něj nezbytné. Průběh života každé bouřky i její zánik. Pohlédneme na metody předpovědi a zapisování bouřek do meteorologických zpráv a výstrah. Nakonec zhodnotíme vliv, který mají bouřky na pobyt člověka ve vzduchu. Na leteckou dopravu.

1 BOUŘKA

Přestože jsou bouřky v dnešní době často brány na lehkou váhu, představují pro leteckou dopravu vážné nebezpečí. Znalost tohoto rizika je tudíž pro piloty i členy leteckého personálu nezbytná. V této kapitole nahlédneme pod pokličku bouřkám a všem jevům, které jsou s bouřkou spjaty. Popíšeme podmínky vhodné pro jejich vznik. Pohlédneme na oblaky, které s bouřkovou činností souvisejí. Neopomeneme ani dělení bouřek podle radiologického odrazu či místa vzniku.

1.1 Bouřka z pohledu letecké meteorologie

Pojem „bouřka“ je označení vzešlé z meteorologických pozorování pozemních stanic soustředěné na elektrickou aktivitu konvekčních bouří. Bouřka je tedy přírodní jev (elektrometeor) doprovázený bleskem a hřměním nebo pouze hřměním. V případech, kdy vidíme pouze blesky, či blesky osvětlené oblaky, hovoříme o blýskavici. Konvekční bouře je nejsilnějším projevem atmosférické konvekce. Nositelem konvekční bouře, a tedy i bouřky, je vertikálně rozlehlý, konvekční srážkový oblak druhu Cb. Na konvekční bouři se kromě bouřky váže velké množství dalších atmosférických jevů nebezpečných pro leteckou dopravu, jako jsou silná turbulence, námraza, přívalový déšť, kroupy, nárazový vítr, stříh větru, propad studeného větru nebo tornádo.

Fakt, že se při bouřce projevuje většina (častokrát i všechny) z výše uvedených jevů, z ní činí ve vztahu k letectví jeden z nejnebezpečnějších meteorologických jevů. Bouřka znamená riziko jak pro letadla ve všech fázích letu, tak pro letadla na zemi.

1.2 Podmínky vzniku bouřky

K tomu, aby se mohl bouřkový oblak vyvinout, musí v atmosféře nastat vhodné podmínky, které jsou souhrnně nazývány Vnějšími podmínkami vzniku.

Vývin konvekční oblačnosti podmíněn těmito podmínkami:

1. Je k dispozici zdroj (činitel) výstupného konvekčního proudění, jež iniciuje vývoj oblačnosti
2. Instabilní zvrstvení vzduchové hmoty v troposféře podporující zrychlení pohybu výstupného proudu
3. Teplota a vlhkost výstupného vzduchu je dostatečná pro kondenzaci, kterou se vytvoří oblak

1.2.1 Instabilní zvrstvení

Instabilní se nazývá vzduchová hmota, ve které je teplotní gradient¹ větší než nasyceně adiabatický gradient tzn., že teplota vzduchu klesá s výškou rychleji než teplota

¹ Teplotní gradient: Vertikální gradient udává záporně vzatou změnu teploty připadající na jednotku vzdálenosti ve vertikálním směru.

Nasyceně adiabatický gradient: záporně vzatá změna teploty částice nasyceného vzduchu při jejím přemístění o jednotky vzdálenosti ve vertikálním směru za adiabatického děje[19].

nasycené částice vzhledem ke stejné výšce. Tím dochází ke vzniku konvekčního proudění, jež má za následek vznik oblaků.

1.2.2 Konvekce

Z meteorologického hlediska konvekci nazýváme výstupné a kompenzující sestupné pohyby vzduchu v atmosféře. Podle příčin vzniku rozlišujeme dva základní druhy konvekce, a to konvekci termickou a konvekci vynucenou.

Při termické konvekci dochází k pohybům vzduchových mas způsobených archimédovskými vztlačovými silami. Konvekce je iniciována nerovnoměrným zahříváním zemského povrchu slunečními paprsky. Od povrchu je tepelnou výměnou ohříván okolní vzduch, který následně za využití vztlačové síly stoupá v podobě lokálních mas vzhůru. Rychlost výstupu tohoto proudění se pohybuje v řádu metrů za sekundu. Když konvekční proud dostatečně vlhkého vzduchu dosáhne kondenzační hladiny², tj. výšky, ve které se vzduch při adiabatickém ději stává nasyceným vodní párou, dochází k tvorbě konvekční oblačnosti. Tak vzniká oblak druhu Cumulus, který, pokud jsou příhodné podmínky, může nadále růst. U oblačnosti tvořené termickou konvekci můžeme pozorovat výrazný denní chod. Nejčastěji vzniká v pozdních dopoledních hodinách.

Konvekci vynucenou nazýváme konvekci, jež je vynucena pohybem vzdušných proudů přes terénní překážky, na frontách, či konvekce vznikající v závislosti na rozdílné hodnotě tlakového gradientu.

Hovoříme-li o orografické konvekci, jde o výstupný proud, ve kterém je proudící vzduchová masa usměrněna terénní překážkou (např. pohoří) do vertikálního směru. Často tento případ bývá doprovázen termickou konvekci způsobenou ohříváním návětrné straně překážky. Vznik bouřkových oblaků však i v tomto případě závisí na míře instability zvrstvení vzduchu.

Při frontálních konvekcích dochází ke konvekčnímu proudění vzájemným pohybem dvou vzduchových mas o různé rychlosti a teplotě. Ve většině případů se konvekční bouře vyvíjejí na čelech studených či okluzních front. Vzestupné proudění v tomto případě vzniká rychle se pohybujícím studeným vzduchem, který vytlačuje pomalejší vzduch teplého pásma směrem vzhůru. U okluzních bouří tento princip funguje analogicky vzhledem k typu okluze. V případě dostatečné míry instability, dostatku vlhkosti a přítomnosti silnějšího konvekčního proudění může ke vzniku bouřkové oblačnosti dojít i na čelech teplých front. Tento případ výskytu je ovšem vzácný.

Při konvekci v závislosti na rozdílné hodnotě tlakového gradientu dochází k výstupu vzduchu v tlakových nížích, brázdách nebo pásech nízkého tlaku. Tyto pohyby mají malou vertikální rychlost a většinou při nich dochází ke vznikům vrstevnaté oblačnosti. Bouřkové útvary se z těchto konvekčních pohybů tvoří vzácně.

² Kondenzační hladinu v praxi rozlišujeme na kond. hlad. výstupnou, konvekční a turbulentní. V případě termické konvekce jde o kondenzační hladinu konvekční. Pokud je výstupný proud iniciován vynucenou konvekci, hovoříme o kondenzační hladině výstupné a v případě kondenzace způsobené vertikálním turbulentním promícháváním vzduchu o kondenzační hladině turbulentní.

1.3 Oblačnost provázející bouřku, vývojová stadia konvekční bouře

Nositelem bouřkové aktivity je tzv. buňka neboli konvekční cela. Každá cela je určena jedním vzestupným a následně i jedním sestupným proudem. Konvekční cela je tedy jakási trojrozměrná cirkulace vzduchu. Každý bouřkový oblak se skládá z jedné či více jednotlivých cel v různých stádiích vývoje.

Životní cyklus každé konvekční cely má následující tři stadia; stádium kumulové, stádium bouřkové a stádium rozpadu.

1.3.1 Oblaky předcházející vznik konvekční bouře

Oblak druhu Cumulus vzniká výstupem teplých, vlhkých mas vzduchu až do hladiny kondenzace, kde se vodní pára obsažená ve vzduchu ochlazuje uvolněním latentního tepla za vzniku miniaturních vodních kapek.

Cumulus humilis

Cumulus v prvním stádiu vývoje nazýváme kumulem humilis neboli kumulem pěkného počasí. Tento oblak dosahuje v horizontální rovině rozměrů jednotek až desítek metrů a ve vertikální rovině jsou jeho rozměry menší, než v rovině horizontální. Právě tento nepoměr výšky k šířce oblaku je vlastností, na jejímž základě pozorovatel určí, že jde o tvar humilis (z latiny nízký, plochý). Pozorovateli bývá, díky svému tvaru, popisován jako beránek či bochánek. Střední vertikální rychlost uvnitř Cu hum nepřesahuje $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a kapalný vodní obsah uvnitř oblaku bývá průměrně $0,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Vzhledem ke krátké době života, která nepřesahuje 30 minut, výšce výskytu a nízkému obsahu kapalné vody uvnitř Cu hum nedochází u tohoto oblaku k vypadávání srážek.

Cumulus humilis

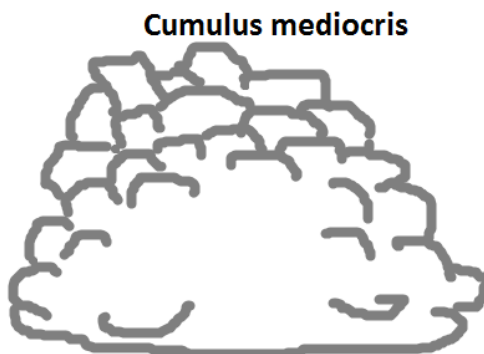


Obr. 1. Cumulus humilis

Cumulus mediocris

Pokud nejsou podmínky vhodné pro další vývoj, Cu hum obvykle zaniká během pěti až třiceti minut. Ovšem za vhodných podmínek se oblak Cu hum vertikálně i horizontálně rozrůstá v oblak Cumulus mediocris. Mohutnost tohoto oblaku se v horizontální i vertikální rovině pohybuje v řádech stovek metrů. Určující pro pozorovatele je opět poměr vertikální a horizontální mohutnosti kumulu. Jako Cu med označujeme Cumulus, jehož rozměry jsou v obou rovinách zhruba stejné. Vertikální rychlost proudění uvnitř Cu med se pohybuje mezi hodnotami $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Oproti Cu hum je vyšší i obsah kapalné vody uvnitř oblaku. Jeho hodnoty se pohybují kolem $1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Ze stejných důvodů jako u Cu hum, ani u Cu med nedochází k tvorbě a vypadávání srážek. Za podmínek nevhodných pro další vertikální

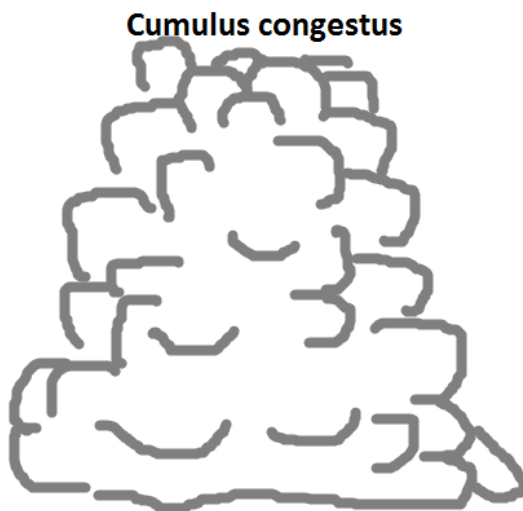
vývoj oblaku se Cumulus mediocris rozpadá na oblaky tvaru fractus. Při dostatečné konvekci však může Cu med dále růst.



Obr. 2. Cumulus mediocris

Cumulus congestus

Jak se oblak dále rozrůstá, naše pozornost se může obrátit k prvnímu vývojovému stádiu již zmiňované bouřkové buňky (konvekční cely). Tou je oblak Cumulus congestus neboli věžovitý Cumulus, v letecké praxi často označován jako Towering Cumulus.



Obr. 3. Cumulus congestus

1.3.2 Kumulové stadium (stadium zrodu)

Cumulus v tomto stádiu již tvoří komplex různě mohutných věží a jeho horizontální rozsah je v řádu kilometrů. Vertikálně dosahuje Cumulus congestus mohutnosti okolo 5 - 8 km. Vertikální proudy dosahují hodnot kolem 10 m.s^{-1} a hodnoty obsahu vodních částic se pohybují mezi $0,5 \text{ g.m}^{-3}$ a $2,5 \text{ g.m}^{-3}$. Během stadia kumulu způsobuje rychlý výstupný proud tzv. konvergenci proudění, tzn. v průběhu vertikálního růstu oblaku je hlavním výstupným proudem vtahován okolní vzduch do oblaku, kde dochází k jeho urychlení a mísení s tímto výstupným proudem.

Cumulus congestus je jediné vývojové stadium kumulu, u kterého dochází k vývoji srážek. Nad hladinou o nulové teplotě dochází u části vodních kapiček k jejich zamrznutí a vzniku ledových krystalků, které jsou společně s podchlazenými vodními kapičkami dále unášeny vzestupnými proudy vzhůru. Protože tlak nasycené vodní páry nad ledem je menší než tentýž tlak nad kapalnou vodou, vytvoří se záhy stav, kdy se kapičky přechlazené vody vypařují, zatímco ledové částice narůstají postupným ukládáním molekul vodní páry na svém povrchu. Kromě toho je přechlazená voda z termodynamického hlediska v metastabilní fázi, a jestliže se kapička přechlazené vody srazí při teplotě pod 0°C s ledovou částicí, takřka okamžitě na ni namrzne. Právě naznačenými způsoby dochází k intenzivnímu narůstání ledových částic na úkor přechlazených vodních kapiček. Po dosažení kritické velikosti, kdy jejich pádová rychlost převyší rychlost vzestupných pohybů vzduchu v oblaku, začnou ledové částice padat dolů, v oblasti pod hladinou teploty 0°C (hladina nulové izotermy) tají a mění se v dešťové kapky. Při právě popsaném mechanismu je tedy každá dešťová kapka svým původem roztátým kouskem ledu [32].

Během svého vývoje může vrchol Cu con dosáhnout hladiny s teplotou -12°C , která je také nazývána hladinou ledových krystalů. To se projevuje změnou tvaru jeho horní části, jejíž obrys se mění z jasně ohraničeného „beránku“ na tvar jakési vějířovité kovadliny. Ztráta ostrých obrysů vrchní části oblaku je jedním z kritérií, podle kterých určujeme, že se z Cu con stává Cumulonimbus (Cb). Pokud ke vzniku kovadliny (zvláštnosti zvané incus) nedošlo nebo pro rozsah oblaku není možné ji s jistotou určit, může pozorovatel Cb od Cu con odlišit podle přítomnosti blesků, hromu, či výskytu krup.

1.3.3 Bouřkové stadium (stadium zralosti)

V bouřkovém stadiu je již nositelem konvekční cely oblak druhu Cumulonimbus. V průběhu bouřkového stadia dochází k zastavení vertikálního růstu Cb. Zastavení vertikálního růstu nastává, když jsou ledové částice natolik vyvinuté, že jejich hmotnost společně s tíhovým zrychlením Země vyvolá sílu, která převyší sílu výstupného proudění. Ledové částice proto začínají padat k zemi ve formě srážek, vyvolávajících silné sestupné proudy. Vznikem těchto proudů dochází k celkové stabilizaci prostředí konvekční buňky. Radarová odrazivost je detekována po celé tloušťce cely. Vrchní část oblaku se v této fázi rozšiřuje do podoby kovadliny či vějíře. Na mladší straně Cb stále probíhá výstupné proudění teplého vzduchu, dodávající do oblaku novou vlhkost, kdežto ze starší (zadní) části Cb vytéká spolu se srážkami silný studený proud vzduchu, který se u země rozlévá do všech stran a způsobuje silný nárazovitý vítr – hůlavu, která se projevuje především ve směru postupu konvekční bouře.

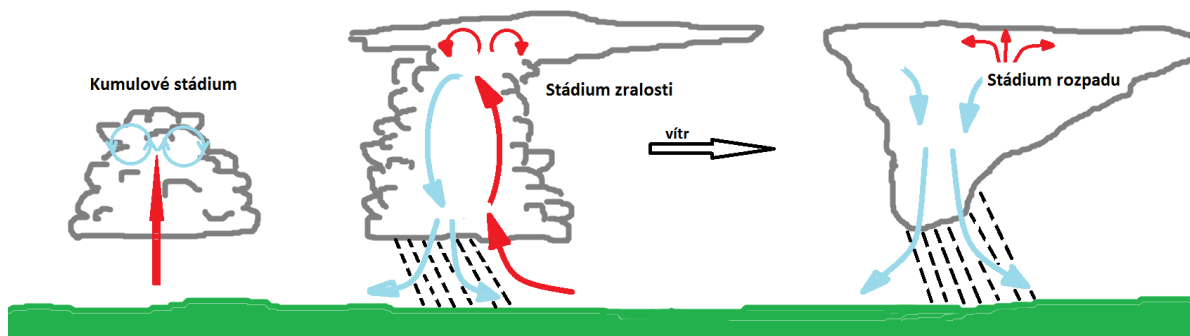
Studený vzduch vytékající z oblaku má výrazně vyšší hustotu než okolní teplý vzduch. Z toho důvodu studený vzduch, vtékající nad zemským povrchem pod vzduch teplý, vytlačuje teplé masy vzduchu, stojící mu v cestě (v literatuře se s tímto jevem můžeme setkat pod názvem gravitační tok). Na rozhraní chladného výtoku a okolních teplých mas vzniká mezocyklonální studená fronta (gust fronta), na jejímž čele vznikají nové, velmi silné výstupné proudy. Tak může na čele staré bouřkové buňky docházet ke vzniku nových oblačných kup, které za vhodných podmínek přerostou v další bouřkové buňky.

Kumulonimby v našich zeměpisných šířkách mívají horizontální mohutnost v řádech jednotek až desítek km. Výškově dosahují hranice tropopauzy. Někdy však ve svém růstu pokračují i do spodních pater stratosféry. Nad našim územím se v létě výška kumulonimbů pohybuje průměrně okolo 9 km. Přesto může oblak typu Cb v mírném pásmu dosáhnout výšky i 16 km. Výstupné proudy uvnitř konvekčních bouří dosahují rychlostí přes $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Proudů sestupných mají rychlost okolo $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Hodnoty obsahu vodních částic v oblaku se u Cb pohybují mezi $1,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ a $4,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Bouřkové stadium jedné cely trvá 15 – 30 min.

1.3.4 Stadium rozpadu (stadium zániku)

Sestupný proud doprovázený srážkami postupně vyplňují celý prostor konvekční cely. Může dojít i k situaci, kdy výtok studeného vzduchu úplně odřízne oblak od teplých výstupných proudů. Zánik výstupných proudů v cele znamená i přerušení „dodávek“ vlhkosti do oblaku a tím i postupné ukončení vývoje srážek. Cela tak vstupuje do stadia rozpadu. Jádro odrazivosti oblaku spolu s přerušением výstupného proudu klesá k zemi a zaniká s postupným slábnutím srážek. Sestupný proud postupně slábne a také zaniká. Zanechává ve vzduchu nesrážkové části oblaku, vrstevnitě rozpadlé ve všech výškových hladinách. Stadium rozpadu obvykle trvá 20 – 30 min, přesto však může zbytková oblačnost, především nejvrchnější část oblaku – kovádlina, tvořená ledovými krystalky, které se neúčastnily srážkové činnosti přetrvat ještě dlouhou dobu po skončení výstupných a sestupných proudů.

Doba života jedné konvekční cely se obvykle pohybuje mezi 30 – 50 min. a poté cela zaniká. Většina konvekčních bouří je však tvořena více celami v různých stádiích vývoje a proto může být život takových bouří mnohem delší. To nás dovádí k dělení konvekčních bouří do třech základních kategorií.



Obr. 4. Vývojová stádia bouřkového oblaku

1.4 Základní kategorie konvekčních bouří podle A. J. Chrisholma a J. H. Renicka

Podle organizace buněk rozeznáváme v meteorologii následující typická uskupení:

1. Jednoduchá cela (singlcela)
2. Multicela
3. Supercela

Rozlišení konvekčních bouří podle vnitřní struktury na singlecely, multicely a supercely pochází z roku 1972, kdy je takto klasifikovali Chrisholm a Renick. Jejich klasifikace je vázána na zavedení automatizovaných radiolokátorů počátkem 60. let v USA. Pro tuto klasifikaci je radiolokační pozorování, ať se jedná o měření radiolokační odrazivosti pomocí automatizovaných radiolokátorů, nebo měření pole rychlostí za pomoci dopplerovských radarů, rozhodující.

1.4.1 Singlcela

Singlcela (single-cell) je „jednotlivá osamocená buňka krátkého trvání (0,5 až 1 h). Při vypadávání srážek se vyvine sestupný proud, jehož roztékání u zemského povrchu ukončí přívod teplého vlhkého vzduchu a buňka postupně zanikne [9]. V drtivé většině případů bývají jednobuněčné bouřky slabšího charakteru. Výjimečně, a to zejména v případech letních bouřek „z tepla“, dosahují i větší intenzity. Jejich hlavní nebezpečí tkví v jejich často velmi rychlém vývoji, kdy mezi vznikem kumulu a vypadáváním prvních srážek uběhne i pouhých 15 minut.

1.4.2 Multicela

Multicela (multicellular severe storm) je nejčastější označení pro silnou konvekční bouři, která obsahuje několik různě rozvinutých konvekčních cel, které navenek vypadají jako jednotný systém. Termín multicela může být v literatuře použit i k označení slabších konvekčních bouří stejné vnitřní struktury. V multicelárních konvekčních bouřích způsobují sestupné proudy starších cel vznik nových výstupných proudů, dávajících zrod novým celám. Od singlcelárních konvekčních bouří se multicely liší především delší dobou života, vyšší rychlostí výstupných proudů a také často intenzivnějšími nebezpečnými jevy. Během života multicely vzniká zpravidla několik desítek dílčích cel.

Multicelární systémy můžeme dělit do několika kategorií, podle charakteru uspořádání konvekčních cel z hlediska plošného rozsahu, prostorového uspořádání a doby trvání. Příklad uvedený výše, kdy je multicela tvořena shluky jednotlivých cel, se nazývá jednoduše multicelou nebo vzácně také shlukovou bouřkou (cluster storm). Shlukové bouřky vznikají zejména v brázdách nízkého tlaku vzduchu uvnitř vzduchové hmoty. Kvůli kontinuálnímu tvoření nových cel staršími sestupnými proudy mohou často přetrvat i několik hodin do noci.

V případě, že je multicelární systém uspořádanou linií tvořenou jednotlivými celami, je nazývána čarou instability nebo také čarou húlav (ang. squall line). Tento typ konvekční bouře je na našem území nositelem nejvýraznějších bouřkových projevů (vichřice, krupobití, povodně, slabá tornáda,...). Tvoří se na čelech studených front a na liniích instability. Příčinou jejich vzniku je obvykle teplotní rozdíl mezi vzduchovými masami. Na rozdíl od

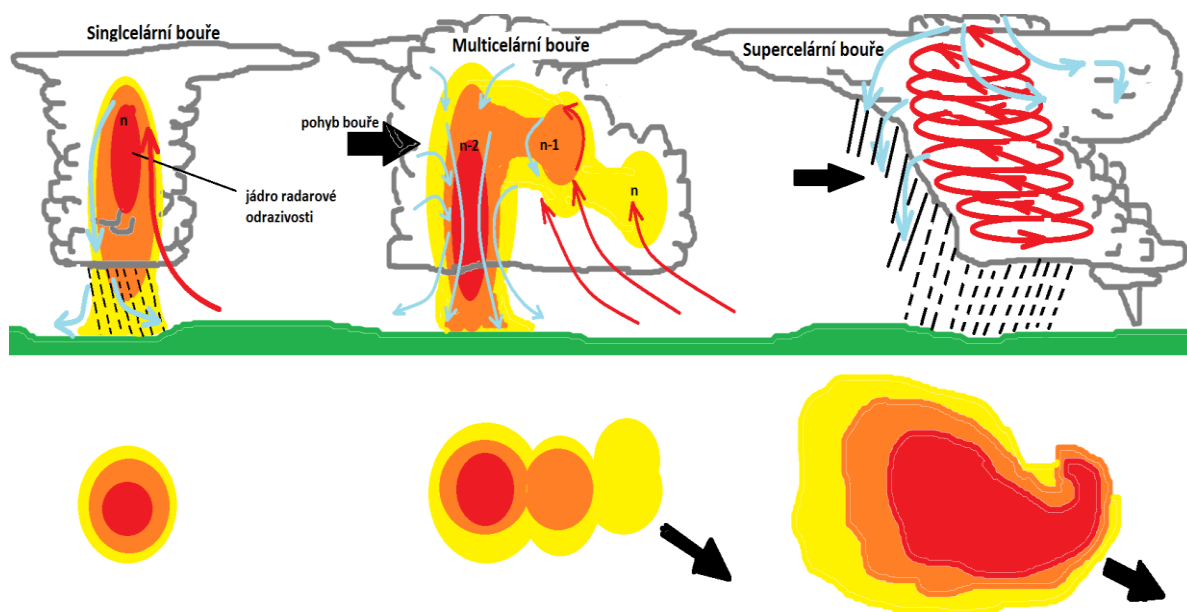
shlukových bouřek se jednotlivé cely tvoří nezávisle na celách okolních, přestože tvoří celek.

1.4.3 Supercela

Jako supercelu (super-cell) označujeme konvekční bouři s dlouhým trváním a velmi silným rotujícím kvazistacionárním výstupným proudem. Supercelu tvoří jednotlivá konvekční cely větších rozměrů s déletrvající, spojitě se obnovující cirkulací vzduchu uvnitř oblaku. Rotující výstupný proud, vysoká vertikální rychlost a značně komplikovaná struktura proudění zapříčiňují specifické projevy supercel jako jsou výskyty tornád nebo třeba dlouhotrvající produkce krup, které mají často i nezvykle velké rozměry. Délka života supercely se pohybuje řádově v rozmezí hodin. Horizontálními rozměry se ve většině případů supercely nijak zvláště neliší od multicel. Jsou však známy případy, kdy měla supercela průměr i několik set kilometrů. Zvláštností supercely je její pohyb, jehož směr se výrazně odchyľuje od středního směru větru a stáčí se doprava (při pohledu na supercelu shora). Vzácně se může stát, že se supercely stáčíjí doleva od středního směru větru. Supercely se zpravidla vyvíjejí při velkých hodnotách indexu CAPE (viz kap. 3.1.2) a silném vertikálním stříhu větru. Supercely se často vyvíjejí z multicel v prostředí s výrazným vertikálním stříhem větru.

Supercely dělíme na: nízko srážkové neboli LP supercely (low precipitation supercells), klasické supercely (classic supercells) a vysoce srážkové HP supercely (high precipitation supercells). Dělení, jak už názvy supercel naznačují, probíhá podle intenzity srážek produkovaných danou bouří.

Pokud má bouřkový systém rozlohu přesahující 100 km, řadíme ho mezi mezosynoptické konvekční systémy (ang. mesoscale convective system).



Obr. 5. Proudění a radarová odrazivost

1.5 Dělení bouří podle původu a místa vzniku

Tato metoda dělení bouřek je obecně brána za nejzákladnější a úzce souvisí s dělením konvekčního proudění (zmíněným v 1.2.2).

1.5.1 Bouřky uvnitř vzduchové hmoty

Insolační

Jinak také nazývané *bouřky z tepla* vznikají ohřátím vzduchu ve spodních hladinách troposféry blízko země a následným výstupem teplých mas vzduchu vzhůru čili termickou konvekcí



Obr. 6. Insolační bouře [39]

Advekční

Tento typ bouřek vzniká po přesunu studeného vlhkého vzduchu (zejména v týlových oblastech postupujících cyklon) nad teplý povrch nebo teplou vodní plochu. Jednotlivé bouřkové oblaky jsou izolované s pomalým vývinem. Postup bouřky je pomalý a ve směru proudícího studeného vzduchu.

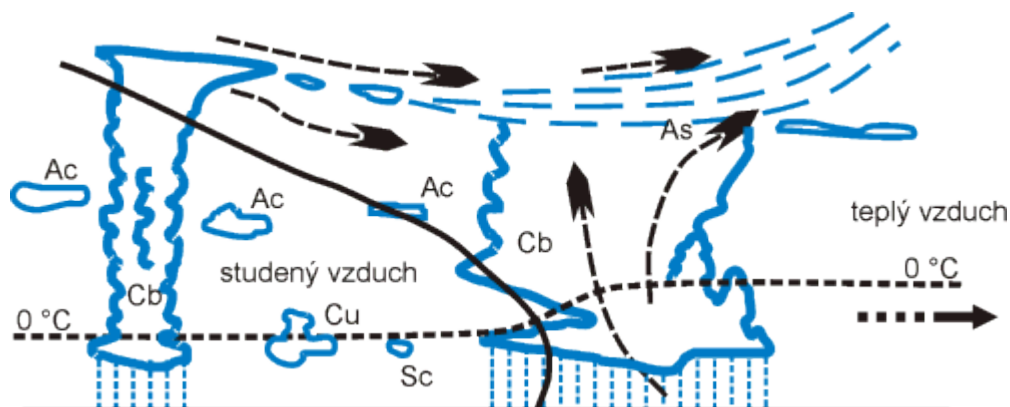
1.5.2 Bouřky orografické

Vznikají při proudění instabilního vlhkého vzduchu přes orografickou překážku (například pohoří), která zesílí vertikální složku proudění. Tak se na návětrné straně dané překážky tvoří bouřkové systémy. Vliv orografie může být jedním z dílčích vlivů stojícím za vznikem všech typů bouřek, uvedených v 1.5.



Obr. 7. Orografická bouře [39]

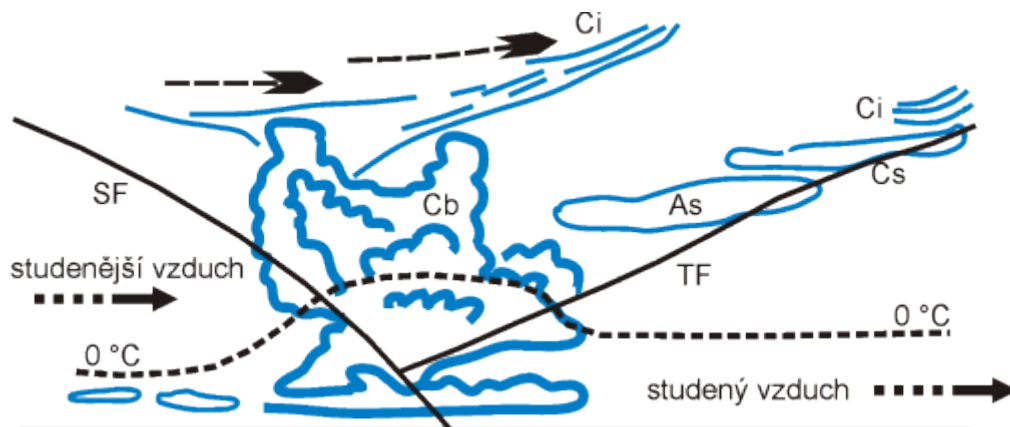
Studená fronta II. druhu se pohybuje výrazně rychleji než SF I. druhu. Teplý vzduch se ve vyšších hladinách pohybuje rychleji než klín studeného vzduchu, a proto se nad horní částí frontálního rozhraní vyskytují sestupné proudy teplého vzduchu, které brání vzniku oblačnosti. Pás konvekčních bouří na čele studené fronty zasahuje v letním období do výšky 12 až 13 km. Hradba Cb oblačnosti bývá poměrně úzká – řádově jen desítky kilometrů.



Obr. 9. Bouře na SF II. druhu [39]

Bouřky na okluzní frontě

Okluzní fronta vzniká, když studená fronta dožene pomalejší teplou frontu. Při tomto procesu se setkají dvě studené vzduchové hmoty. Jedna ustupovala před teplou frontou a druhá, která se prolamovala do teplého sektoru. Teplý vzduch uzavřený v teplém sektoru je vytlačován vzhůru a tak vznikají konvekční proudy, které mohou dát růst bouřkovým oblakům. V případě, že je studená vzduchová hmota za postupující studenou frontou chladnější (viz obr. 10), vzniká studená okluzní fronta. A pokud je studená vzduchová hmota postupující za studenou frontou teplejší, vznikne teplá okluzní fronta.



Obr. 10. Bouře na okluzní frontě [39]

1.5.4 Bouřky na čáře húlav

Vytvářejí se na liniích silné instability, která ovšem není součástí frontálního systému.

1.5.5 Bouřky v konfluentním proudění

Vznikají v brázdách nízkého tlaku vzduchu, kde vane vítr do středu oblasti nízkého tlaku. Nahromadění vzduchu v nižších vrstvách v oblasti nakonec způsobí výstupné pohyby nahromaděného vzduchu [39].

1.6 Jevy provázející konvekční bouři




Následující jevy v různém zastoupení provázejí život konvekčních bouří. Všechny znamenají zásadní riziko pro leteckou dopravu, a proto je pro každého pilota nezbytné být s nimi obeznámen a nebrat je na lehkou váhu.

1.6.1 Námraza

Pokud v letectví hovoříme o námraze, rozumíme usazování (namrzání) ledu na letounu. Zejména na jeho náběžných částech, pohonných jednotkách a vnějším speciálním vybavení (např. snímačích tlaku). K tomuto namrzání dochází při letu v oblacích, mlze, dešti či „mokrém sněžení“. Nezbytnými podmínkami námrazy na letadle je záporná teplota ohrožených částí letounu a přítomnost přechlazených vodních kapiček v okolním vzduchu.

I přes neustálé technické pokroky a používání moderních protinámrazových prostředků, patří námraza stále mezi nejnebezpečnější jevy, které mohou letoun za letu potkat. Námraza na letounu zhoršuje jeho aerodynamické vlastnosti, snižuje vztlak na postižených částech letounu jako je např. vrtule či křídla. Způsobuje zamrzání pohyblivých částí, např. výškového kormidla. S přibýváním námrazy a zhoršením vztlaku se snižuje rychlost letu a zvyšuje odpor. Zamrznutí hrdla motoru proudových letounů může způsobit pumpáž motoru. Při pumpáži a doprovodných silných vibracích se nejenom poškozuje motor, ale led se ze vstupního hrdla uvolňuje a je nasáván do motoru, který může ještě vážněji poškodit. U menších letounů, kde nejsou ovládací prvky podpořeny posilovacími servomechanismy, může namrznutí těchto prvků znamenat významné zhoršení říditelnosti. Častým důsledkem námrazy bývá u malých pístových letounů zamrzání karburátoru. Při zamrznutí snímačů tlaku dochází ke špatné indikaci navigačních údajů, které při celkovém stresu, který za námrazových podmínek vládne v pilotní kabině, vést ke katastrofě³. Zdaleka největší riziko představuje námraza pro vrtulníky. Při námraze na listech hlavního rotoru dojde podle intenzity námrazy ke zhoršení nebo úplné ztrátě vztlaku a následnému pádu.

Nebezpečnost námrazy je závislá především na její intenzitě. Intenzitu námrazy charakterizujeme jako tloušťku namrzajícího ledu, usazujícího se na ploše za jednotku času. Je závislá na meteorologických podmínkách a na podmínkách aerodynamických. Jednotlivé stupně intenzity námrazy jsou definované v následující tabulce.

Název	Anglické názvy	Značka na mapách	Rychlost usazování ledu
Slabá	Light		Menší než 0,5 mm.min ⁻¹
Mírná	Moderate		0,6 až 1,0 mm.min ⁻¹
Silná	Severe		1,1 až 2,0 mm.min ⁻¹
Velmi silná			Více než 2,0 mm.min ⁻¹

Tabulka 1. Druhy námrazy

¹ K takovéto situaci došlo například v roce 2009 za letu A-330 číslo 447 společnosti Air France, kdy posádka lehkomyšlně vletla do bouřkového systému, kde došlo k zamrznutí snímačů, a špatná reakce posádky vedla ke katastrofě, při které zahynulo 228 lidí.

Meteorologické podmínky námrazy

Intenzita námrazy závisí ve značné míře na vodním obsahu oblaku, což je celková hmotnost částic vody v pevném či kapalném skupenství v jednotce objemu. Vodní obsah je nejvyšší v nižších patrech oblaku a s výškou klesá.

Ve velké míře záleží také na tom, zda jsou vodní kapičky v oblaku podchlazené tj. zda se nacházejí v prostoru s teplotou nižší než 0 °C. Také velikost vodních částic je pro intenzitu námrazy důležitá. Obecně platí, že čím větší podchlazené vodní částičky jsou, tím rychlejší růst námrazy na letounu.

Aerodynamické podmínky

Námraza se nejvíce tvoří na plochách o malých poloměrech zakřivení, což jsou zejména náběžné hrany křídel, ocasní plochy a veškeré speciální vybavení.

Velmi důležitými faktory jsou rychlost letu a již zmiňovaná teplota povrchu letounu. Při rychlostech do 500 km.h⁻¹ intenzita námrazy roste. Při překročení rychlosti 500 km.h⁻¹ se začíná na náběžných hranách projevovat stlačitelnost vzduchu. Stlačovaný vzduch je adiabaticky zahříván a také jeho pohyb okolo náběžných hran způsobuje intenzivnější tření a zahřívání kritických míst na letounu.

Pro názornou ukázkou toho, jak rychle může za výše uvedených podmínek námraza růst, můžeme nahlédnout do následující tabulky. Intenzita námrazy je vyjádřena v milimetrech za minutu.

Oblak	Vodní obsah	Rychlost letu [km.hod ⁻¹]					
		100	200	250	300	400	500
St, As	0,2 až 0,3 g.m ⁻³	0,2	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0
Sc	0,67 g.m ⁻³	0,7	1,3	1,7	2,0	2,7	3,4
Cu hum	0,5 g.m ⁻³	0,5	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5
Cu cong,	2,5 g.m ⁻³	2,5	5,0	6,2	7,5	10,0	12,5
Cb	3,9 g.m ⁻³	3,9	7,8	9,8	11,7	15,6	19,5

Tabulka 2. Intenzita námrazy na letadlech v závislosti na vodním obsahu oblaku a rychlosti letu

Druhy námrazy

V letecké praxi se námraza dělí do následujících kategorií:

Jinovatka

Jinovatkou rozumíme malé ledové krystalky, které se tvoří na povrchu letadel buď na zemi v důsledku sublimace vodní páry, nebo za letu v oblačnosti druhu Ci, Cc či Cs. Jinovatka nepředstavuje pro letící letoun žádné výrazné nebezpečí. Pokud se ovšem jinovatka vytvoří na parkujícím letounu na zemi, nesmíme s ním vzlétnout dříve, než ji z povrchu letounu odstraníme.

Ledovka (průzračný led)

Ledovka je průsvitný nebo průhledný led se tvoří především za letu v oblacích, které obsahují velké přechlazené vodní kapky, v teplotních hladinách 0 °C až -10 °C. Při nárazu na povrch letounu se kapky nejprve rozlijí po povrchu a až následně zamrzají. Tak vytvářejí kompaktní vrstvu ledu. Tento typ námrazy je obvyklý pro průlety oblaky Cu con a Cb.

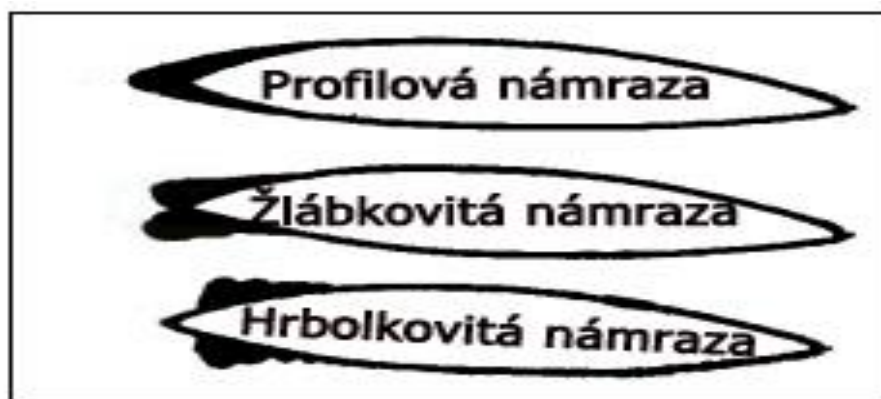
Matný led

Matný led se na povrchu letounu může vytvořit při letu ve smíšených oblacích za teplot mezi -6 °C a -10 °C. Velké kapky se při nárazu rozlévají a teprve poté mrznou. Malé kapičky mrznou okamžitě po nárazu. Na námraze se zachytávají i ledové krystalky a vločky. Vzniklá námraza má drsný povrch a výrazně zhoršuje aerodynamické vlastnosti. Tento druh námrazy pro letouny představuje největší možné nebezpečí.

Zrnitá námraza

Zrnitý led je drsný, porézni a neprůhledný. Vzniká při průletech oblačnosti v teplotním rozmezí od 0 °C do -40 °C. Nejčastěji se s ním setkáme v hladinách s teplotou mezi -10 °C a -20°C. malinké kapičky přechlazené vody mrznou okamžitě, jak se dotknou povrchu letounu a zachovávají přitom svůj původní (kulatý) vzhled. Navzájem tak mezi sebou navzájem uzavírají bublinky vzduchu. Díky této struktuře se často od povrchu letounu odlupuje samovolně. Se zrnitou námrazou se setkáme zejména při letech nejvyššími patry oblačnosti teplé fronty v zimních obdobích.

Námraza se může vyvíjet do různých tvarů, podle kterých ji dělíme na následující typy: profilovou, žlábkovitou a amorfní neboli hrbolkovitou.



Obr. 11. Tvary námrazy na profilu křídla

Profilová námraza je nejčastěji tvořena průhledným ledem. Tvoří se zejména v oblačnosti s malým vodním obsahem a při teplotách nižších než -20 °C. Led se usazuje rovnoměrně a má hladký povrch. Tento druh jinovatky zvyšuje hmotnost letounu, ale aerodynamiku letounu nijak vážně nedeformuje.

Žlábkovitá námraza se vyskytuje v podmínkách, při kterých nestačí vodní kapičky zmrznout okamžitě po nárazu na náběžné hrany, protože ty jsou kineticky ohřívány (probíhají v rychlostech, kdy už mírně funguje stlačitelnost vzduchu). Kapičky jsou posouvány po profilu proudem vzduchu k chladnějším částem křídla, kde zamrzají. Tento

typ námrazy pozorujeme v letu smíšenou oblačností při teplotách $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ a výrazně zhoršuje aerodynamické vlastnosti.

Posledním ze třech základních tvarů námrazy nevyskytuje ve vysokých rychlostech letu ($700 - 850\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$), kdy je náběžná hrana dostatečně ohřívána vzduchem stlačovaným letounem. Vodní kapičky jsou proudem obtékajícího vzduchu tlačeny za náběžnou hranu, kde následně namrzají. Tento typ námrazy rovněž významně zhoršuje aerodynamické vlastnosti letounu.

1.6.2 Vítr jako nebezpečný jev - stříh větru, propad studeného vzduchu, húlava

S větrem jako nebezpečným jevem, doprovázejícím bouře se každý z nás jistě mnohokrát setkal. Vývoj bouří je od svého začátku až dokonce provázen prouděním vzduchu o rozličné intenzitě i směrech. Jako nejzákladnější můžeme uvažovat proudění vzduchu, které je páteří každého bouřkového oblaku - výstupné a sestupné proudy. Jejich rychlost se pohybuje v řádech desítek metrů za sekundu.

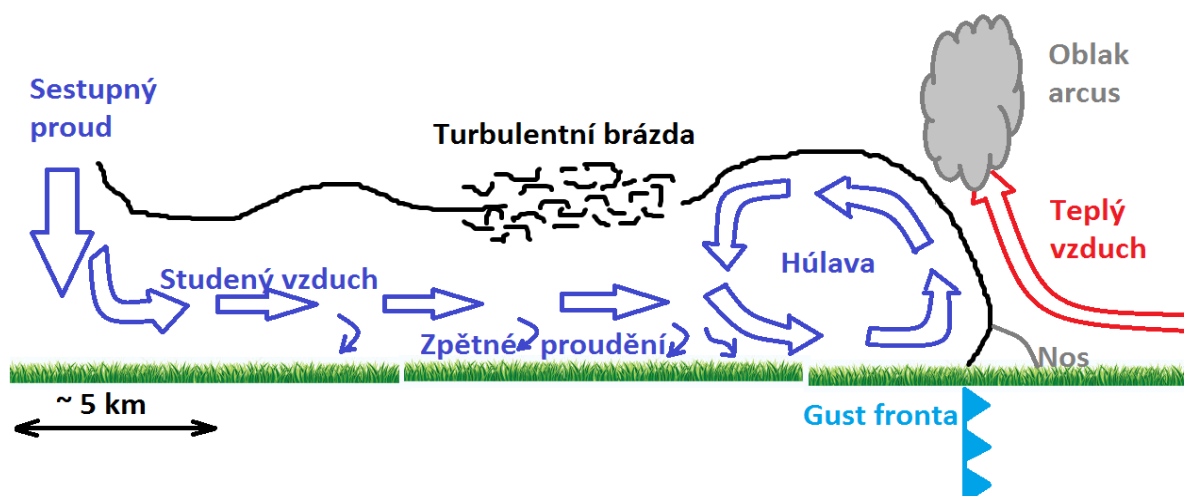
Stříh větru

Se silným větrem úzce souvisí jev zvaný stříh větru (wind shear). Jedná se o změnu směru větru v prostoru, změnu jeho rychlosti nebo obojího zároveň. Pokud se s takovou změnou větru setká letící letadlo, může to ovlivnit jeho trajektorii nebo rychlost. V počáteční nebo konečné fázi letu může mít tato náhlá změna za následek ztrátu vzlaku a následný pád letadla. Při stříhu větru dochází i k náhlému intenzivnímu namáhání konstrukce letadla, které může vést k jejímu poškození. Stříh větru se mimo bouřkové oblaky může vázat i na frontální systémy, výraznou cyklonální činnost, velké teplotní inverze, orografické podmínky či turbulentní mezní vrstvu. Přímou v bouřkovém systému dochází ke stříhu větru mezi výstupnými a sestupnými proudy, v húlavě, na čele gust fronty nebo při jevu zvaný downburst.

Húlava

Definice húlavy byla zformulována v roce 1962 Světovou meteorologickou organizací (WMO) a beze změn platí i dnes. Húlavou označujeme náhlé zvýšení rychlosti větru, které je minimálně o $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ na hodnotu alespoň $11\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a trvá alespoň 1 minutu. Tento urychlený vítr je zpravidla značně nárazovitý, často a rychle mění směr. Většinou se utváří na čele přibližující se bouře nebo silné přeháňky, kdy sestupné srážkové proudy snižují základnu oblačnosti. Húlava se může vyskytovat na čele pohybující se studené fronty (v tom případě hovoříme o húlavě frontální), nebo húlavy ve spojení s bouřkovou oblačností v instabilní vzduchové hmotě. Húlavy se utvářejí na rozmezí výstupných a sestupných proudů kumulonimbů, přesněji na těch, jež mají charakter vírů s horizontální osou [19]. Nejčastěji se vyskytují na čele výtoku z Cb.

Přítomnost húlavy můžeme bezpečně rozpoznat podle zvláštnosti oblaků Cb arcus či tuba, které často vznikají v prostoru náběžné hrany húlavy (gust fronty). Přechod tohoto horizontálního víru v případě, že není doprovázen oblaky Cb arc či Cb tub, může pozorovatel poznat i z náhlého poklesu tlaku vzduchu na čele húlavy, tzv. bouřkového nosu.



Obr. 12. Húlava v řezu

Húlava je pro letectví nebezpečná nejen významným zrychlením větru, ale také jeho nárazovitostí (až $45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), změnou směru, stříhem a turbulencemi.

Propad studeného vzduchu (downburst)

V této práci jsme zmínili sestupné proudy v bouřkové oblačnosti spojené s jejich výtokem pod zadní částí daného oblaku, souvisejícím s vypadáváním srážek. Downburst není nic jiného, než krátkodobé zintenzivnění tohoto studeného výtoku, který po dosažení země vyvolává silný a často ničivý nárazovitý vítr. Podle základní definice T. T. Fujity z roku 1965 je downburst oblastí silného větru vyvolaného sestupným proudem o horizontální rozloze v rozmezí méně než 1 km až 10 km [15]. V současné době dělíme downburst na macroburst a microburst.

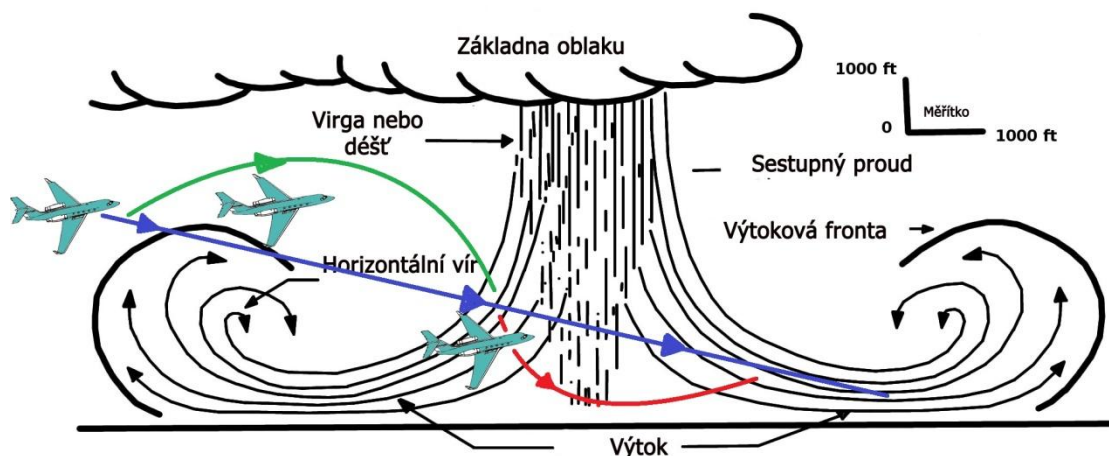
Macroburst

Macroburst je downburst zasahující plochu s minimálním průměrem 4 km s trváním 5-30 min. Rychlost větru uvnitř macroburstu zpravidla nedosahuje vysokých rychlostí a ničivějších účinků.

Microburst

Microburst je downburst s minimálním průměrem menším než 4 km a trvá zhruba 2-5 min. Změna rychlosti větru ve středu roztékání přesahuje $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Můžeme jej dále dělit na microburst vlhký o srážkovém úhrnu více než 25 mm a radarové odrazivosti přesahující 35 dBZ, a microburst suchý jehož hodnoty jsou neměřitelné.

Jevem, který provází microburst je vždy silná turbulence vyvolaná prudkým stříhem větru, který působí na letoun při průletu víru s horizontální osou, kde se rychle mění silný výstupný proud na prudce sestupný.



Obr. 13. Propad studeného vzduchu - microburst

Microburst je z pilotního hlediska velmi „zrádný jev“, který si v minulosti vyžádal mnoho lidských životů. Představme si situaci, kdy letoun prolétá microburstem například ve fázi přistání (viz obr. 13). Pilot letounu zpočátku pozoruje zvyšování vztlaku a mírné stoupání letadla, které je způsobené prudkým větrem vanoucím proti vektoru pohybu letadla. V této počáteční fázi průletu microburst nenaznačuje nebezpečí, kterým ve skutečnosti hrozí. Pilot si toto stoupání může přiřadit například k termické konvekci či náhlému poryvu větru. Protože pilot potřebuje udržet letoun v určité sestupové rovině, reaguje tím, že „potlačí“ řídicí páku a zmenší úhel náběhu letounu, aby stoupání překonal. S letounem na sestupové rovině, s větším sklonem podélné osy letounu k zemskému povrchu prolétne pilot oblastí s větrem, vanoucím proti letounu a vletne přímo do silného sestupného proudu ve středu výtoku. Na letoun, směřující k zemi pod ostřejším úhlem, než je vhodné začne najednou působit masa studeného vzduchu, proudícího ze základny Cb, způsobí ztrátu velké části vztlaku a ještě více „tlačí“ letoun k zemi. V tuto chvíli už malý úhel náběhu, nízká rychlost letu, reakční doba pilota, „neohrabanost“ letounu vůči vzduchové hmotě, prodleva při zvyšování tahu motorů a nízká výška letu tvoří vražedný koktejl, který může mít fatální následky pro všechny na palubě. Každý pilot by měl být na setkání s tímto jevem připraven. Měl by být obeznámen s okolnostmi výskytu a znát oblasti, kde k microburstu nejčastěji dochází. V případě, že pilot zhodnotí okolnosti a usoudí potenciální možnost střetu s microburstem, měla by správná reakce na počáteční zvyšování vztlaku obsahovat uvedení letounu na vyšší (až kritický) úhel náběhu a okamžité zvýšení tahu motorů. V takovéto konfiguraci letoun pokračuje v letu microburstem. Pilot by měl dbát především na bezpečnost letu i za předpokladu, že změní polohu letounu vůči sestupové rovině a bude muset přistávací manévry opakovat.

Tromba

Jako trombu označujeme vír v atmosféře, který má jinou než horizontální osu a průměr jednotek až stovek metrů. Podle [19] tromby dělíme na:

Malé tromby

Tvoří se u země a vyvíjejí se směrem vzhůru v přehřátém vzduchu nad pevninou a jejichž vertikální rozsah se pohybuje v řádu desítek až stovek metrů. Především se tvoří v pouštních oblastech, ale vzácně jsou pozorovány i v letním období mírných pásem. Pozorovatel malou trombu vidí jako prachový nebo písečný vír s rotačním prouděním charakteru antibarického větru⁴.

Velké tromby

Vznikají ve vyšších vrstvách ovzduší v horkém a instabilním vzduchu. Jsou vázány na oblaky druhu Cb, ze kterého se „spouštějí“ k zemi a mohou dosáhnout zemského povrchu. Mohou se tvořit nad zemí i vodními plochami. Z oblastí podél řeky Mississippi v severní Americe, kde jsou tyto jevy časté a mají nejničivější charakter, se do všeobecného podvědomí dostaly pod názvem tornádo.

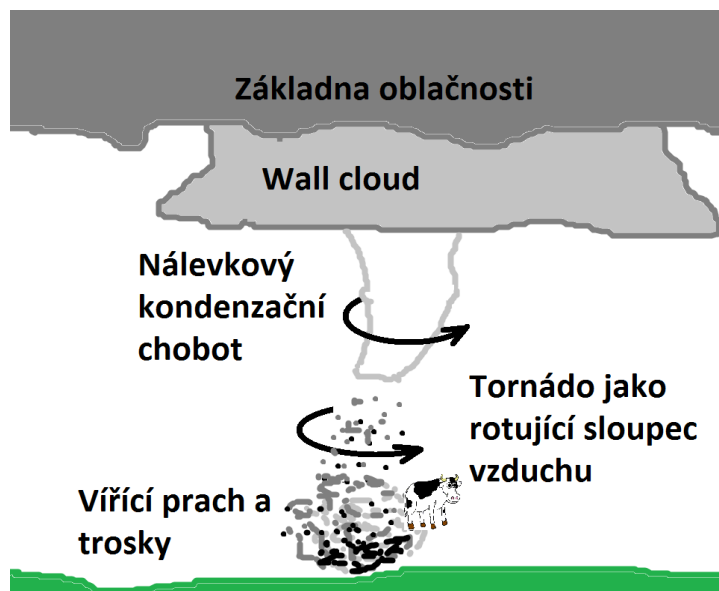
Tornádo

Možná dnes nejznámější definici tohoto jevu položil Chuck Doswell ve své esejí *What is a tornado?* V českém překladu tato definice zní následovně: Tornádo je silně rotující vír (s přibližně vertikální osou), který se vyskytuje pod spodní základnou konvekčních bouří, a během své existence alespoň jednou dotkne zemského povrchu. Také je dostatečně silný, aby na něm způsobil hmotné škody.

Tento sloupec rotujícího vzduchu dosahuje výšek řádově od jednotek do stovek metrů (ve vzácných případech i kilometrů). Má velmi krátké trvání v rozmezí od desítek sekund do desítek minut. Zpravidla se vážou na supercelární systémy (i když vzácně se může vyskytovat i u ostatních druhů bouří). Taková označujeme jako supercelární tornáda. Jejich rotace je v drtivé většině případů cyklonálního charakteru. Tornáda se většinou vyskytují pod jádrem supercely a to nejčastěji na jejím jihovýchodním okraji. To je dáno typickým prouděním v bouři mírných pásem severní hemisféry. Tornáda tvořená na ostatních bouřkových systémech nazýváme prostě nesupercelární tornáda. Ty však nedosahují zdaleka tak ničivých účinků, jako tornáda supercelární [15].

⁴ **vítr antibarický**, proudění antibarické — horiz. proudění bez tření v atmosféře, při němž síla horiz. tlakového gradientu má stejný směr jako Coriolisova síla a jejich výslednice je v rovnováze s odstředivou silou. V. a. se nevyskytuje jako součást velkoprostorových pohybů v rámci všeobecné cirkulace atmosféry čili primární cirkulace. V. a. se však může blížit proudění ve tvaru malých virů s přibližně vert. osou, pozorovaných někdy u zem. povrchu při uvolňování výstupních konvekčních proudů. Tyto viry se lid. nazývají rarášek n. čertík [19].

Ve většině případů je vír tornáda zviditelňován takzvaným kondenzačním chobotem, který vzniká kondenzací vodní páry v důsledku velmi rychlé rotace vzduchu, která má za následek pokles tlaku uvnitř tornáda. Tento chobot visí ze základny oblaku a dotýká se zemského povrchu. Ze země ho doprovází vzestupný vír tvořený prachem a různými troskami předmětů, které tornádu stály v cestě. Kondenzační chobot tornáda nemusí ve všech případech dosahovat zemského povrchu. Takový úkaz bývá označován jako zvláštnost oblaku tuba neboli nálevkový oblak (z anglického funnel cloud). Ten má tvar kužele, směřujícího vrcholem k zemi, válce nebo jakéhosi úzkého útvaru svým vzhledem připomínajícím lano. Pokud kondenzační chobot nedosahuje až k zemi, ale je pod ním na povrchu dobře viditelný vzestupný proud z prachu, nebo je-li celý chobot zahalen tímto vzestupným vírem, stále hovoříme o tornádu. V případě, že nálevkový oblak nedosahuje povrchu a není pod ním zmiňovaný vzestupný vír pozorován, nespadá tento jev již pod obecnou definici tornáda. Může tomu tak být třeba tehdy, kdy je malá vlhkost přízemního vzduchu, zabraňující vzniku kondenzačního chobotu a povrch, na kterém se nevyskytují překážky a částice, které by mohly být unášeny vzestupným vírem. V mnoha případech však tento vír nese všechny ničivé vlastnosti tornád. Tornádo jako jev není zatím definováno precizněji a proto nelze jeho definici brát jako dogma a případy, kdy se neprojevuje viditelným vírem, zanedbávat.



Obr. 14. Tornádo v řezu

1.6.3 Konvekční srážky, kroupy

Konvekční bouře mohou vyprodukovat velké množství srážek⁵. Takové, že se v některých případech množství srážek, krupobití či přívalové srážky jsou hlavním nebezpečným jevem, provázejícím konvekční bouři. Vysoká srážková intenzita má vliv na většinu lidských činností včetně letectví. Přívalové deště mohou zasáhnout vzletovou a přistávací plochu úhrnem srážek, který znemožní přistání nebo vzlet letadel. Kroupy mechanicky poškozují draky letadel. Srážky s sebou nesou nízkou viditelnost, způsobují propady studeného vzduchu a mnoho dalších potenciálně nebezpečných jevů negativně ovlivňujících leteckou činnost.

Jak již bylo zmíněno v předchozím textu, srážky se zpravidla nevyskytují po celé ploše, kterou zaujímá bouřkový oblačný systém. Vývoj oblačné a srážkové vody iniciuje a provází široká škála procesů různých prostorových i časových měřítek, z nichž je nejdůležitější adiabatické ochlazování vzduchu unášeného výstupnými proudy. Vertikální proudění v konvekční oblačnosti je tedy jakousi spojnici mezi strukturou proudění v bouři a mikrofyzikálními procesy podílejícími se na vývoji srážek.

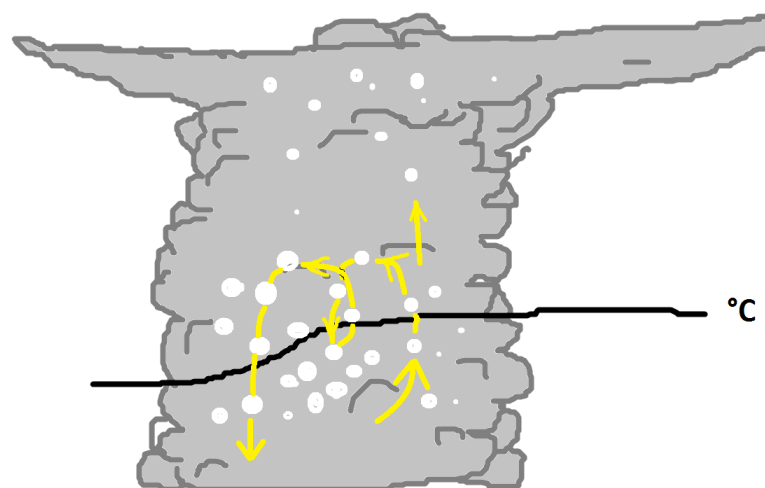
Ke vzniku intenzivních srážek je třeba, aby do oblaku bylo výstupným proudem unášeno co nejvyšší množství vodní páry, která se při adiabatickém ochlazování a za stavu přesycení sráží do mikroskopických kapiček, a ty dále utvářejí srážkové částice. Vysokých srážkových úhrnů lze dosáhnout zejména u bouřky multicelárního a vysoce srážkového (HP) supercelárního charakteru, a bouřek které se vůči zemskému povrchu pohybují pomalu, jsou kvazistacionární, nad danou oblastí se obnovují či jsou vázány na některý orografický útvar. Potenciální intenzita srážek je vázána na dobu, po kterou vzduchová částice setrvává uvnitř oblaku. Dá se tedy předpokládat, že čím pomalejší výstupné proudy se v bouři vyskytují, tím vydatnější bude srážkový úhrn. Úhrn srážek je určován srážkovou účinností konvekčního systému. Tento parametr je poměrem množství vodní páry, vstupující do konvekčního systému ku množství vody, opouštějící systém ve formě srážek. Hodnoty srážkové účinnosti se pohybují od 0 (pro nesrážkové oblaky) až po hodnoty vzácně přesahujících 1. Jedním z důležitých vlivů, určujících intenzitu srážek je vertikální stříh větru. Ten podporuje vtahování okolního „suššího“ vzduchu do oblaku a zároveň umocňuje výpar a zpomaluje tím narůstání srážek.

⁵ Srážky vypadávající z oblaku druhu Cb nazýváme srážkami konvekčními. Jsou to částice, vzniklé kondenzací vodní páry v kapalném nebo pevném stadiu. Např. déšť, mrholení, sníh, sněhové krupky, kroupy, atd...

Kroupy

K vývoji krup dochází ve vertikálně mohutných kumulonimbech, jejichž převážná část leží nad nulovou izotermou a které obsahují dostatečné množství přechlazené vody. V takových oblacích se zpravidla nachází velmi silný výstupný proud, umožňující setrvat kroupám v oblaku dostatečně dlouho, aby se mohli vyvinout.

Kroupy se začínají tvořit jako ledová jádérka o průměru řádově jednotek mm. Tyto zárodky jsou dobře rozpoznatelné na řezu kroupou. Jádrko bývá ve většině případů malý ledový krystal nebo zmrzlá vodní kapka. Díky laboratorním studiím, prováděným v sedmdesátých a osmdesátých letech minulého století bylo zjištěno, že hlavním činitelem, způsobujícím růst krup je zachycování přechlazených vodních kapek na povrchu zmrzlého jádérka, které po doteku zamrzají na jeho povrchu. Další růst kroupy je způsobován mrznutím vody zachycené kroupou. Ta voda, která nezmrzne okamžitě po dotyku s kroupou, při svém mrznutí vydává do okolí latentní teplo, ohřívá kroupu a dále ovlivňuje průběh mrznutí [15].



Obr. 15. Vývoj krup v Cb

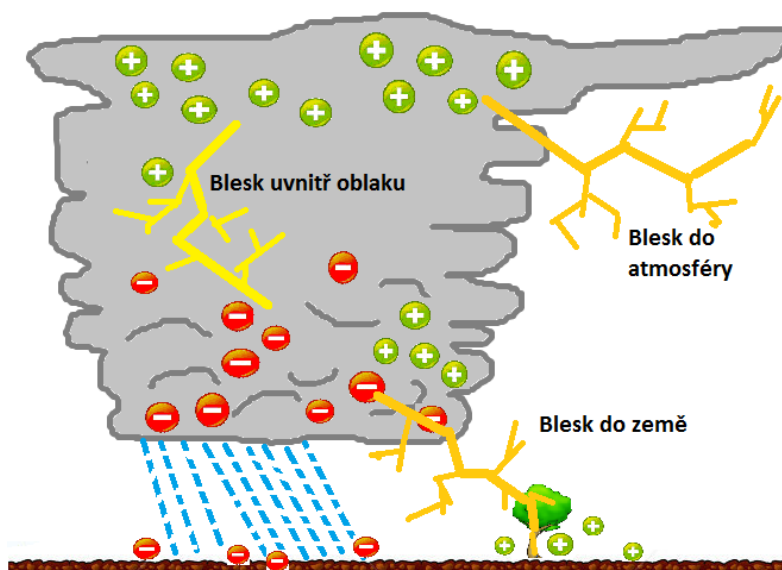
1.6.4 Blesk

Bleskem nazýváme elektrický jiskrový výboj, který vzniká mezi centry kladných a záporných nábojů částí jednoho nebo více oblaků, mezi oblakem a zemí nebo ve vzácných případech mezi oblakem a stratosférou. Vzhledem k charakteru blesku jsou doprovodné jevy nejen elektrické, ale i tepelné, mechanické, akustické a chemické.

Blesky vznikají v oblacích druhu Cb. Přestože se může rozložení el. nábojů v bouřkových oblacích případ od případu lišit, byl v minulosti na základě pozorování vytvořen obecný model. V něm se uvažuje hlavní kladné centrum v horní části oblaku a záporné centrum v nižších hladinách. Obě centra mají zhruba stejný náboj opačné polarity v řádech desetitisíců coulombů. V nižších hladinách bývá také zejména ke konci životního cyklu kumulonimbu často popisována existence podružného centra kladného náboje o hodnotách jednotek coulombů. I přes pokročilou techniku a metody pozorování není teorie vzniku center el. náboje uvnitř bouřky jasná. Nejpravděpodobněji se jedná o kombinaci několika jevů. Na základě pozorování i laboratorních testů se jako nejvýznamnější jev, podílející se na vzniku těchto center považuje výměna náboje při kolizích s většími ledovými krupkami v oblasti vertikálních proudů s vysokým vodním obsahem. Při kolizích se malé krystalky nabíjejí kladně a větší krupky záporně. Kvůli výstupným proudům jsou kladně nabitá malé krystalky unášeny vzhůru do vyšších vrstev oblaku, kde se tvoří centrum kladného náboje, kdežto těžší krupky setrvávají díky své tíze ve středních vrstvách oblaku nebo vypadávají ve formě srážek, čímž vzniká v těchto polohách centrum záporného náboje. Teorii publikoval C. P. R. Saunders ve své zprávě [16] roku 1993.

Bleskový výboj má několik fází. V případě „blesku do země“ zárodek blesku vzniká v oblaku v oblasti s dostatečným el. polem. První neboli také vůdčí výboj (stepped leader) je téměř neviditelný výboj postupující z oblaku směrem k zemi. Nepostupuje kontinuálně, ale v postupných krocích, v každém kroku se pohybuje rychlostí přibližně 200 km.s^{-1} . Krokově postupuje, protože během svého průchodu atmosférou dochází k poklesu intenzity el. pole pod určitou minimální hodnotu. V této fázi se postup vůdčího výboje na několik desítek mikrosekund zastaví dokud intenzita el. pole zase dostatečně nevzroste. Výboj takto dále postupuje směrem k zemskému povrchu. Když se k němu vůdčí výboj dostatečně přiblíží, vychází naproti němu ze zemského povrchu (nejčastěji z nějakého vyvýšeného místa vstřícný výboj). Při spojení obou výbojů vzniká uzavřený kanál blesku. V tomto několik centimetrů širokém kanálu vysoce ionizovaného vzduchu se chvíli po jeho vzniku začíná směrem vzhůru šířit první zpětný výboj (return stroke). Ten je již opticky mnohem jasnější a protékají jím proudy řádově desetitisíců Ampér. Zpětný výboj má také mnohem vyšší rychlost než vůdčí výboj. Ta se pohybuje okolo $20\,000 \text{ km.s}^{-1}$. Při zpětném výboji nabývá teplota v kanálu hodnot až $30\,000 \text{ K}$. to má za následek prudké zvýšení objemu vzduchu v kanálu a následnou tlakovou vlnu, kterou vnímáme jako akustický projev blesku – hrom. První zpětný výboj bývá většinou následován dalšími vůdčími a zpětnými výboji.

Jeden viditelný blesk se většinou skládá v průměru ze třech až pěti zpětných výbojů (vzácně byly detekovány i blesky s více než dvaceti zpětnými výboji). Celková doba blesku bývá zpravidla menší než 1 s. Pokud blesková aktivita probíhá uvnitř oblaku, je bleskový výboj také složen z vůdčího výboje a několika zpětných výbojů (v tomto případě jsou nazývány recoil streamer). Blesky uvnitř oblaku mají v porovnání s blesky do země menší postupné rychlosti i proudové amplitudy.



Obr. 16. Druhy blesku

Blesky jsou nejen nepříjemným ale i nebezpečným jevem. Mohou se vyskytovat kdekoli uvnitř i vně bouřkového oblaku. Jejich úder do letounu sice neznamená pro letoun bezprostřední nebezpečí, jelikož trup letounu slouží obdobně jako Faradayova klec. Úder blesku však může poškodit nebo tzv. uzemnit antény, způsobovat rádiový šum, vážně ovlivňovat data magnetických kompasů nebo poškodit ochranné kryty z plexiskla. Optické projevy bleskových výbojů navíc silně rozptylují posádku letounu a působí za letu jako silná psychická zátěž.

Při průběhu blesku vznikají tzv. atmosferiky, což jsou elektromagnetické rozruchy ve tvaru krátkých impulzů. Při bleskovém výboji je pohybem elektrického náboje uvnitř bleskového kanálu uvolněno do atmosféry značné množství elmag. energie v širokém frekvenčním spektru. Vzniku atmosferiků se využívá v pozemní detekci blesků, kterou se budeme zabývat v následujících kapitolách.

2 PODMÍNKY LETU ZA BOUŘKOVÝCH SITUACÍ

V předchozí kapitole jsme se seznámili s bouřkami a nebezpečnými jevy, které je provázejí. Přestože bouřky znamenají pro letectví jeden ze základních limitujících faktorů, mnoho pilotů je v běžné praxi bere na lehkou váhu. V této kapitole si uvedeme pár základních pravidel pro případné setkání s bouřkou za letu.

2.1 Předletová příprava

Velice důležitá součást každého letu. Před letem je povinnost pilota i osádky důkladně prostudovat povětrnostní situaci na letěné trati i s vhodnou předpovědí. Musí se informovat o oblastech, ve kterých se bouřky vyskytují nebo očekávají, zjistit jejich předpokládaný průběh i intenzitu. Zjištěné informace musí pilot zahrnout do plánování letu (zvolit vhodnější trasu, nabrat do nádrží více paliva pro případné obletění bouře nebo diverzi (odklonění z plánované tratě a přistání na náhradním letišti).

2.2 Za letu

Za letu je třeba, aby pilot sledoval oblačnost, výstupy z palubního radaru (AWR) a informace pozemních informačních služeb. Díky svému mohutnému vertikálnímu rozvoji jsou kumulonimby dobře viditelné na vzdálenost 100-200 km. V případě, že jsou zahaleny jinými oblaky, jejich viditelnost se výrazně snižuje. Je velmi důležité pozorovat bouřkové oblaky dříve, než letadlo vletí do oblaků, které je obklopují. Vletíme-li do nich, výrazně nám zhorší orientaci i možnost pozorovat s předstihem bouřkové projevy. Nemí-li možno kumulonimby od jiných druhů oblaků rozeznat, je vhodné letět ve výšce alespoň 6000 m.

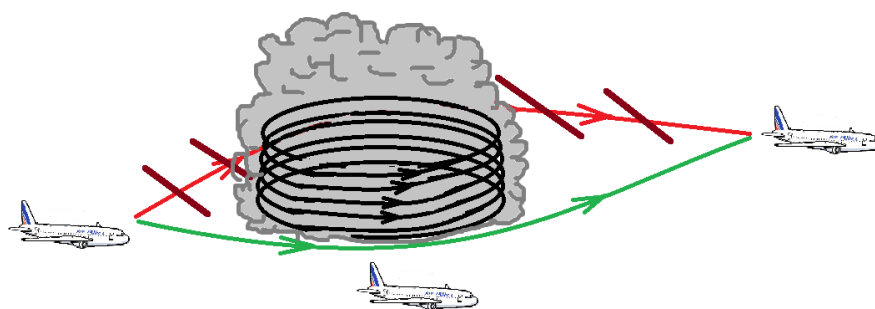
Jakmile je jasné, že se v dráze letu vyskytuje bouřka, pilot musí zvážit tyto základní možnosti: Přeletění sedel bouřkových oblaků, obletění bouřky, podletění bouřky, průlet bouřkou nebo diverze či návrat na letiště vzletu. V případě, že se bouřka nachází nad cílovým letištem, není vhodné na něm přistávat, ale pokud to okolnosti dovolí, pilot by měl provést diverzi. Nárazový přízemní vítr, propady vzduchu, srážky, atd. mohou být pro přistání velmi nebezpečnými faktory. Dobré pravidlo našich dědečků říká, že k bouře netřeba pospíchat. Je lepší letět podél, dokud si pilot neujasní další postup a jakmile učiní jakékoli rozhodnutí, je nutné se jej držet a neměnit ho.

2.2.1 Přeletění bouřky

Pokud má letoun možnost nastoupat do hladiny vyšší, než je výška bouřkového oblaku je tato možnost nejlepším řešením vypořádání se s bouřkou. Při této volbě je třeba, aby si pilot zažádal o případné změny letového povolení, uvědomil možnosti svého letounu, popřípadě i své výstroje, spočítal množství paliva a promyslel možné scénáře. Je také třeba si uvědomit, že nad bouřkovým oblakem není možné zahájit klesání a proklesat jím. Dále je dobré znát charakter a intenzitu bouřky, její rozsah a hlavně směr jejího postupu. Pokud se bouřka pohybuje k cílovému potažmo náhradnímu letišti rychlostí, kterou se nad něj dostane dříve než letoun, je třeba mít v záloze vhodnější letiště pro přistání anebo přelétávání bouřky nevolit.

2.2.2 Oblétání bouřky

Místní bouřky a bouřky orografické jsou zpravidla menšího rozsahu a je tedy možné je obletět. Takové bouřky zásadně obletáváme. V takovýchto situacích by se nemělo hledět na případné zpoždění ani vyšší spotřebu pohonných hmot. Šetřit za cenu risku by v takovéto situaci nemělo pilotovi padnout ani na mysl. Oblétávání bouřek je zvláště vhodné, pokud je terén bouřkovým oblakem hornatý. Je vhodné, aby pilot tyto bouřky obléтал pokud možno v hladině poloviny výšky oblaku, odkud má nejlepší podmínky pro pozorování vývoje oblaku. Aby se letoun vyhnul potenciálnímu nebezpečí zasažení bleskem, je třeba letět ve větší vzdálenosti od bouřkových oblaků (více než 5 km) a ve výšce ± 2 km od nulové izotermy.



Bouřky na severní polokouli je vhodné obletat po jejich pravé straně (z pohledu pilota)

Obr. 17. Oblétání bouře

Prudké bouře mají jádra, která se na severní polokouli otáčejí proti směru hodinových ručiček (viz obr. 17). Se znalostí tohoto faktu se dá při oblétání bouřky zprava letět s větrem v zádech. Přestože rychlost větru je malá, je lepší, má-li pilot možnost, obletat bouři se zadním větrem, pomůže mu to snížit spotřebu i urychlit oblet [2].

2.2.3 Podletění bouřkového oblaku

Podletět bouři můžeme, není-li možné bouři obletět ani nadletět. Prolétáme ji zásadně nad plochým terénem nebo nad vodní plochou. Je to také nejjednodušší způsob, jak se dostat na druhou stranu frontálního bouřkového útvaru větších rozměrů. Pokud má letoun malý dostup nebo má-li málo paliva, je podletění nejlepší možnou volbou. Pokud si ovšem pilot není jistý, zda může bouři bezpečně podletět, je lepší když zvolí oblet či diverzi. Pilot by se zásadně neměl o podletění pokoušet v hornatém terénu. Výjimkou by mohl být případ nouze, dokonalá znalost terénu, viditelnost alespoň 5-8 km [2] a obeznámenost s rozsahem a intenzitou bouře. Oblétání bouře je ovšem velice riskantní a nemělo by se k němu přistupovat, pokud máme k dispozici oblet či přelet.

2.2.4 Průlet bouří

Hned na začátku je nutné si ujasnit, že průlet bouřkou je možno jen v opravdu krajním případě a není-li jiná možnost. Pokud jsou tedy okolnosti nesmlouvavé a není jiná možnost, než bouřkou prolétnout je třeba se na průlet dobře připravit. Před vlétnutím do bouře je třeba, aby pilot zatáhl vysouvací antény, vypnul rádiové přístroje, zapnul osvětlení kabiny, ohřívání karburátoru a Pitotovy trubice. Uvést v činnost protinámrazová zařízení a

vypnout autopilota. Také je ještě před vzlétnutím nutno upravit rychlost tak, aby byl letoun při průletu co nejstabilnější. Je vhodné vyhnout se při průletu středu (jádra bouře), kde se nachází oblast největší turbulence. Co do vertikálního rozsahu kumulonimbu, oblasti nejvyšší turbulence se nacházejí ve spodních dvou třetinách oblaku. Turbulence ve vyšších výškách jsou nebezpečné hlavně, je-li v dané výšce letoun na hranici dostupů. Ze zpráv pilotů, kteří vzlétli do bouřky, bylo zjištěno, že ve 20 % případů průletu bouřkou nastala úplná ztráta říditelnosti, ve 30 % bylo řízení velmi ztíženo, ve 25 % případů byly jasně citelné vibrace řídicích ploch, zejména výškového kormidla, které často vedlo k mechanickému poškození daných ploch. Blesková aktivita je nejintenzivnější v okolí hladiny nulové izotermy, i když se bleskový výboj může vytvořit v kterékoli části oblaku.

Bouřkou prolétáme pouze za pomoci přístrojů, na které se podle pravidel letu bez viditelnosti země je třeba spoléhat více než na lehce ovlivnitelné smysly. Je zapotřebí se vyhnout prudkým reakcím, velkým náklonům a výchylkám kormidel. V těchto případech může letoun upadnout do vývrtky, která je v podmínkách bez vidu země velmi nebezpečnou situací.

Ještě jednou se vraťme k možná zastaralým, leč jednoduchým a moudrým zásadám, kterými se dříve piloti řídili [2].

1. Neztratí-li pilot hlavou, bouřkou prolétne
2. Udržovat za všech situací přímočarý let a neodchylovat se
3. Neměnit rozhodnutí

3 PŘEDPOVĚĎ BOUŘEK V LETECTVÍ, METODY PŘEDPOVĚDI, BOUŘKOVÉ INDEXY

Kvůli nebezpečnosti bouřek a dalších jevů odehrávajících se v konvekčních bouřích je důležité mít k dispozici data o všech jevech, které mohou mít bezprostřední i vzdálený vliv na leteckou dopravu. V minulosti se předpověď zakládala na synoptické metodě (synoptický z řeckého synopsis – porovnatelný). Data z meteorologických měření byla zanesena do synoptických map. Ty byly následně analyzovány meteorologem, který porovnával aktuální synoptické mapy se staršími daty, jež vypovídala o počasí minulém. Následně s přidáním vlastních znalostí a zkušeností vystavil subjektivní odhad dalšího vývoje počasí. Dnes je díky technickým pokrokům k dispozici výkonná výpočetní technika i sofistikované metody předpovědi. Budoucí počasí je virtuálně modelováno ve výkonných počítačích čímž je předpověď oproti minulosti značně zpřesněna. Předpovídáním počasí na základě přesné formulace a matematického řešení rovnic a vztahů popisujících statiku, dynamiku a termodynamiku atmosféry se zabývá dynamická meteorologie. Dynamická meteorologie se aplikuje v předpovědních metodách, které se zabývají objektivním početním předpovídáním tlakových polí, výškových teplotních a vlhkostních polí a také k předpovědi atmosférických srážek. [19] Přesto i synoptická meteorologie stále nachází široké uplatnění. Zejména při frontální analýze, kterou počítač není schopen bezchybně určit je meteorologova úvaha nezastupitelná.

Meteorologům pozorujícím a predikujícím počasí v předpovědích významně pomáhá široká škála indexů.

3.1 Bouřkové indexy

Přestože se dnes pro předpověď počasí používá moderní výpočetní technika a značné množství dat nutných pro inicializaci předpovědních modelů, následující jednoduché indexy sloužící k předpovědi vzniku konvektivní oblačnosti, jsou stále používány. Především kvůli jejich jednoduchosti a rychlosti použití, i když předpověď na jejich použití založená, nemusí být vždy úspěšná. Počátky používání indexů k určování instability ovzduší sahají až do padesátých let minulého století

V této kapitole si uvedeme stručný přehled nejčastěji používaných indexů, sloužících k předpovědi konvektivní oblačnosti a bouřkových jevů. Tyto indexy se dají rozdělit podle předmětu pozorování na indexy pro měření instability, pro měření stříhu větru a indexy ostatní, nebo podle náročnosti výpočtu na indexy jednoduché a složité.

3.1.1 Jednoduché indexy

Lifted index (LI)

Tento index je ze všech jednoduchých indexů asi nejpoužívanější. Je-li k dispozici aerologický diagram, je jeho zjištění velice jednoduché. Počítá se jako rozdíl mezi teplotou vzduchu v hladině 500 hPa a teploty vzduchové částice, adiabaticky přemístěné z blízkosti zemského povrchu do hladiny 500 hPa. Smysluplně se LI dá použít na odpoledních teplotních hodnotách.

$$LI = T_{500} - T_{c(p,500)} \quad (3.1)$$

T_{500} – teplota vzduchu v hladině 500 hPa

$T_{c(p,500)}$ – teplota vzduch. částice, adiabaticky přemístěné ze zemského povrchu do hladiny 500 hPa

Showalterův index (SI)

Showalter index je používán zejména v naší republice [34]. Stejně jako LI je vhodný pro předpověď konvekčních bouřek, a částečně lze použít i pro předpověď bouřek frontálních. Vypočítává se obdobně jako LI s tím rozdílem, že jde o rozdíl teplot vzduchu v hladině 500 hPa a vzduchové částice adiabaticky přemístěné do hladiny 850 hPa. SI nám dává spolehlivější údaje než LI a dává nám možnost předpovědi i v hodinách dopoledních. Často se pro předpověď používají oba tyto indexy zároveň.

$$SI = T_{500} - T_{c(850,500)} \quad (3.2)$$

T_{850} – teplota vzduchu v hladině 850 hPa

Total totals index (TTI)

V Americe relativně sledovaný index, který vzniká součtem dvou dílčích indexů Cros totals (CT) a Vertical totals (VT). CT je rozdíl teploty rosného bodu v hladině 850 hPa a teploty v hladině 500 hPa. VT je jednoduše rozdíl teplot rosných bodů v hladinách 850 hPa a 500 hPa. Používá se především pro předpověď bouřek na návětrných a závětrných stranách horských překážek.

K index (K)

K index patří mezi komplexnější jednoduché ukazatele. Vypočítává se z aerologických diagramů používá se na předpověď bouří uvnitř vzduchové hmoty. Počítá se z několika rozdílů a součtů teplot v různých hladinách.

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3.3)$$

T_{d850} – teplota rosného bodu v hladině 850 hPa (d = dew point)

Faustův index

Faustův index určuje míru stability prostředí. Jeho předpoklad staví na neadiabatičnosti atmosférických procesů. Vyjadřuje míru vypařování oblačných kapiček do okolního nenasyčeného prostředí. Je jedním z indexů, udávajících se na aerologických výstupech vydávaných ČHMÚ. Pokud je jeho hodnota >0 , vypovídá to o instabilitě vzduchové hmoty. V rozmezí hodnot 0-3 se mohou podle ČHMÚ očekávat přehánky, nad 3 může docházet k výskytu bouří.

$$I_F = T_v - T_{500} \quad (3.4)$$

T_v – teplota nulového vypařování

3.1.2 Složitě bouřkové indexy

Složitější indexy se používají nejen pro přesnější předpověď bouřkových jevů, ale také proto, aby se předpověď mohla orientovat na určité aspekty vývoje bouřek nebo určité doprovodné jevy. Při současném použití více takovýchto indexů se dá dostat relativně dobrý odhad toho, jak se bouřka bude vyvíjet, jaká bude její intenzita, struktura cel, síla sestupných proudů, přítomnost tornád atd.

Severe weather threat index (SWEAT)

Tento index byl sestaven s požadavkem na předpověď ničivých bouří. Jeho jednotlivé složky hodnotí jak míru instability, tak stříh větru a vlhkost v různých tlakových hladinách. Tento index je velmi přesný a ničivé bouře se s ním velmi dobře předpovídají. Je však konstruován primárně pro meteorologické situace na území USA, proto se u nás aktivně nepoužívá.

Vzorec pro výpočet SWEAT indexu vypadá následovně.

$$SWEAT = 2D + 20 (TTI - 49) + 2v_{850} + v_{500} + 125 \sin (S + 0,2) \quad (3.5)$$

$D = T_{d850}$ - teplota rosného bodu v hladině 850 hPa, pokud $D \leq 0$, zapisujeme $D = 0$

TTI - Total totals index

v_{850} - rychlost větru v hladině 850 hPa

v_{500} - rychlost větru v hladině 500hPa

S - směr větru v hladině 500hPa ve stupních

Storm relative environmental helicity index (SREH)

Touto veličinou hodnotíme stříh větru a vorticitu (vírnatost), které mohou způsobovat rotaci bouřkových cel a tvořit tak supercelární bouře se všemy nebezpečnými jevy, které je provázejí.

$$\text{SREH} = \int (\mathbf{v} - \mathbf{c}) \cdot \mathbf{W} \, dz \, [\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}] \quad (3.6)$$

V - vektor rychlosti větru

c - vektor tahu bouřek

W - vektor horizontální vorticity

z - vertikální souřadnice

Energy helicity index (EHI)

SREH index se v případech, že je zároveň nízká hodnota CAPE indexu, jeví značně nespolehlivým. Proto byl vytvořen parametr EHI, který tyto nedostatky kompenzuje. Slouží k velice přesnému předpovídání tornád.

$$\text{EHI} = (\text{SREH} \cdot \text{CAPE}) \cdot 160\,000^{-1} \quad (3.7)$$

Tím se dostáváme k dalšímu indexu, který kvůli svému využití a přesnosti patří na první místo pro předpověď silné konvekce a významného počasí.

Convective available potential energy (CAPE index)

Index konvekční dostupné potenciální energie neboli CAPE je světově nejpoužívanějším ukazatelem konvekce v atmosféře. Pro meteorologa je znalost hodnot CAPE jedním z nejdůležitějších vstupních faktorů pro vydávání výstrah o významném počasí. Je to prostředek ke zhodnocení energetického potenciálu atmosféry, který může i nemusí být uvolněn. Na index CAPE se dá pohlížet jako na velkoprostorovou charakteristiku prostředí, ve kterém se během dne bude lépe či hůře tvořit konvekční proudění, které je iniciováno mezoměřítkovými procesy. CAPE zahrnuje jak vlhkost v mezní vrstvě, tak teplotní zvrstvení volné atmosféry [20].

Indexem CAPE počítáme energii, která může být uvolněna v důsledku výstupu izolované vzduchové částice do hladiny nulového vztlaku při tvorbě konvekční bouřkové oblačnosti.

$$\text{CAPE} = g \cdot \int_{LFC}^{EL} \frac{T(z) - T_e(z)}{T_e(z)} \, dz \, [\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}] \quad (3.8)$$

g - tíhové zrychlení

EL - hladina nulového vztlaku

LFC - hladina volné konvekce

z - daná výšková hladina

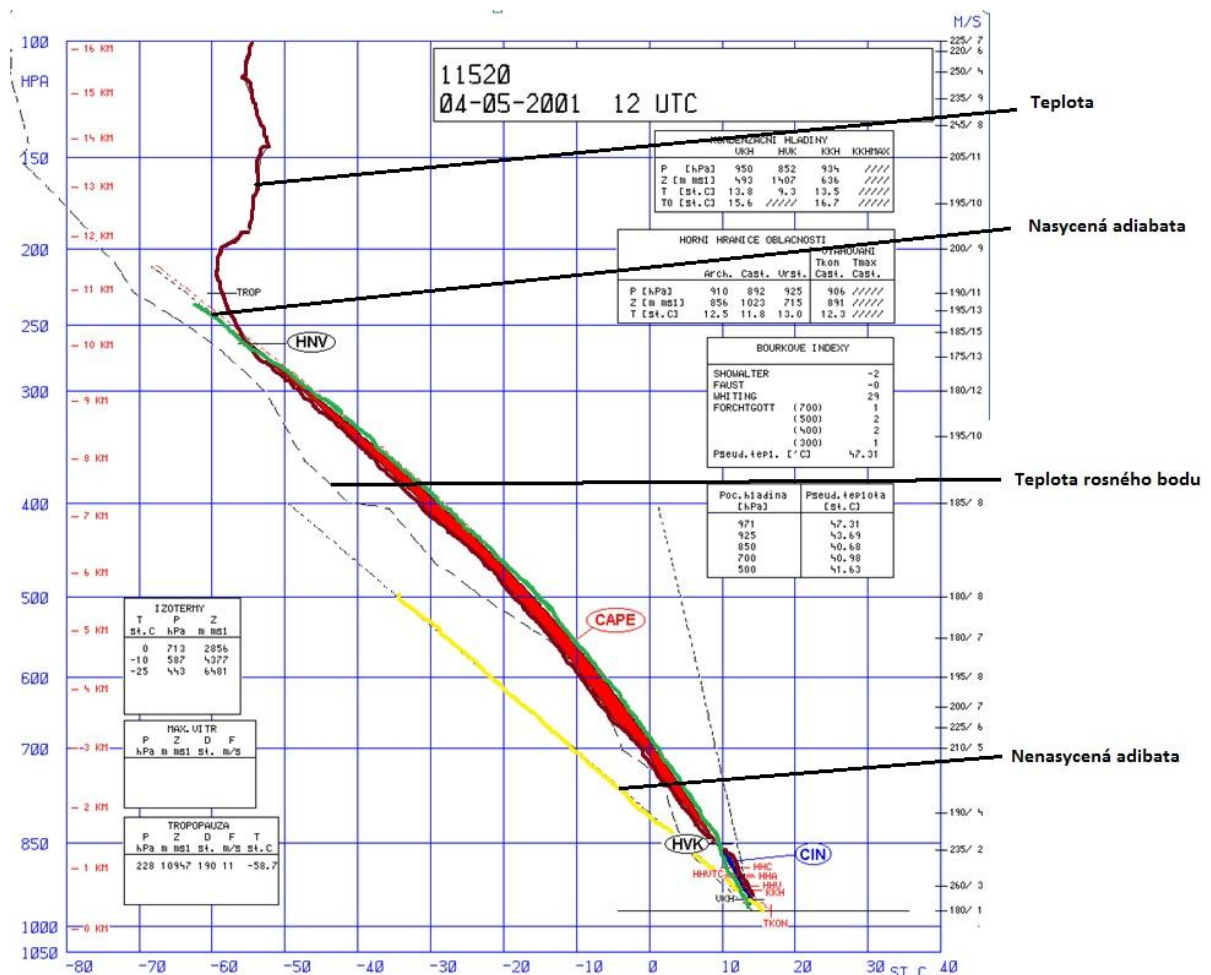
T(z) - teplota vzduchové částice

T_e(z) - teplota okolního vzduchu

CAPE využívá informaci o celém vertikálním profilu teploty a tedy vystihuje okolí, které je s konvekcí spjaté, mnohem lépe než jednoduché indexy. Numerický výpočet hodnot

CAPE může být méně přesný v situacích, kdy bylo sondážně zaznamenáno nadadiabatické (superadiabatické) zvrstvení⁶ v přízemní vrstvě a spodních hladinách, kdy nedochází k dostatečnému promíchávání přízemní vrstvy. Chyby ve výpočtu se vyskytují také, pokud je rozdíl mezi adiabatickou teplotou a teplotou aerologického výstupu na úrovni výpočetní přesnosti. Těmto chybám se dá předcházet použitím vhodných numerických kritérií [21].

Pomocí CAPE se kromě síly konvekce odhaduje maximální vertikální rychlost v kumulonimbech. Jeho modifikace slouží k předpovědi síly sestupného proudění v bouřkách, podílí se v různých vzorcích pro předpověď mezocyklón, tornád či rychlosti hlavního nárazu větru před bouří. Hodnota CAPE však reprezentuje pouze horní hranici aktuálního maxima vertikálních rychlostí. Neadiabatické negativní vlivy na vztlak jako například redukce vztlaku na hmotnost kondenzátu, a na míšení oblačného a okolního vzduchu, jsou v teorii částice zanedbány.



Obr. 18 Aerologický diagram

⁶ Gradient nadadiabatický - vertikální teplotní gradient v atmosféře $-\partial T / \partial z$, jehož velikost převyšuje hodnotu adiabatického gradientu. Obvykle se pod pojmem gradient teplotní nadadiabatický rozumí teplotní gradient větší, než je hodnota suchoadiabatického gradientu, tj. změna teploty větší než 1 K na 100 m [19].

Čím větší plochu diagramu červená výseč pokrývá, tím je atmosféra nestabilnější a tím více podporuje vznik bouřek. Přestože hodnota indexu CAPE nám napovídá, jak silnou konvekci lze očekávat, nezaručuje nám, že konvekce těchto hodnot opravdu vznikne. Ve spodních hladinách se totiž nachází energetická bariéra, již je nutno při vývoji konvekce překonat. Tato bariéra vyjadřuje energii potřebnou ke zdvižení nejvíce nestabilní částice do hladiny volné konvekce a stejně jako CAPE je dána integrálem vztlaku, tentokrát však od zemského povrchu do hladiny volné konvekce. Nazýváme ji CIN (z anglického convective inhibition).

CAPE	Konvekční činnost
< 300	malá, nevýznamná
300 - 1 000	Slabá
1000 - 2 000	Mírná
2 000 - 3 000	Silná
> 3000	velmi silná

Tabulka 3 Rozsah CAPE

Jak je vidno z tabulky, při mírné až silné konvekci se hodnoty indexu pohybují mezi 1000 a 3000 J. kg⁻¹. Maximální hodnoty byly v minulosti naměřeny v USA a pohybují se v rozmezí 5000 J. kg⁻¹ až 7000 J. kg⁻¹. V evropských podmínkách je hodnota CAPE, pro konvekční bouři doprovázenou kroupami průměrně 660 J. kg⁻¹ [8].

Pro prognostické účely je nejvhodnější hodnoty CAPE počítat z archivovaných modelových hladin, které obsahují přesnější popis spodních vrstev. Pro co největší přesnost je nutno počítat s modifikacemi CAPE a jejich hodnoty používat společně s hodnotami indexu CIN a charakteristikami stříhu větru, např. Storm-Relative Helicity [20].

CAPE je značně variabilní veličina, která sama o sobě nestačí pokrýt všechny faktory, za nichž může vzniknout bouřka, a proto se používá mnoho jeho modifikací. Mezi nejznámější patří například Surface Based CAPE (SBCAPE), který reprezentuje energii potřebnou k vyzvednutí vzduchové částice ze zemského povrchu do hladiny volné konvekce. Dále Mean Layer CAPE (MLCAPE), který počítá s energií potřebnou k vyzvednutí částice až z určité hladiny (30, 50, 100 hPa). Most Unstable CAPE (MUCAPE), které předpokládá vyzvednutí nejméně stabilní částice v pozorované oblasti mezi povrchem a hladinou 300 hPa. Pro zajímavost si uvedeme i Downdraft CAPE (DCAPE) používané pro zjišťování síly sestupných proudů a předpověď propadů studeného vzduchu, tornád, atd.

SBCAPE a MLCAPE se jako modifikace používají zejména v denních termínech kdežto MUCAPE je díky svému charakteru vhodnější pro výpočty v nočních hodinách. Aplikace jednotlivých modifikací však záleží na charakteru podmínek a preferování kteréhokoli z indexů záleží na uvážení meteorologa, sestavujícího předpověď.

Convective inhibition (CIN)

CIN vyjadřuje množství energie potřebné k překonání negativní vztlakové energie, brání vzduchové částici ve výstupném pohybu. Jinými slovy se jedná o energii, která způsobuje výstupný pohyb částice od přízemní hladiny do hladiny volné konvekce

Negativní vztlaková energie vyvíjená na vzduchovou částici je důsledkem působení prohřátého vzduchu na vzduch studenější, který je teplým vzduchem obklopen. To způsobuje pokles studenější vzduchové částice. CIN se používá v situaci, kdy je oblast teplého vzduchu nad vzduchem studenějším a celá situace je stabilní. CIN určuje množství energie, která je potřebná k vytlačení studené vzduchové částice vzhůru. Tato energie bývá do měřené oblasti dodávána frontami, ohřevem, vlhkostí, konvergenčním prouděním či orografickým činitelem. Obecně platí, že pokud je hodnota CIN vysoká, zkoumaná vzduchová masa je považována za stabilní a pravděpodobnost výskytu bouřek je nízká [19].

$$CIN = -g \cdot \int_{z_0}^{LFC} \frac{T(z) - T_e(z)}{T_e(z)} dz \quad [\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}] \quad (3.9)$$

z_0 – přízemní hladina

Z charakteristiky i vzorce CIN je pochopitelné, že jde o hodnotu reciprokou k CAPE. Tedy čím je hodnota CIN nižší, tím je větší pravděpodobnost vzniku výstupných proudění.

4 POZOROVÁNÍ BOUŘEK

Pravidelná hlášení meteorologických informací METAR jsou nejpoužívanějším způsobem sdělování meteorologických informací pilotům. Vydávají je meteorologické pozemní stanice, které jsou nejčastěji umístěné na letištích. Zprávy METAR jsou zpravidla vydávány v hodinových, na frekventovanějších letištích půlhodinových, intervalech. I když existují plně automatizované stanice⁷, zprávy METAR nejčastěji vydávají na stanicích pozorovatel. Ten určuje přítomnost bouřek primárně na základě vizuálního přehledu o meteorologické situaci. Má také k dispozici výstupy z aerologických měření, data radarová, informace z družic i detekční sítě blesků.

Vizuální pozorování bouřky

Pozorovatel na meteorologické stanici sleduje bleskovou aktivitu kumulonimbu doprovázenou charakteristickým hřměním, její vzdálenost od místa pozorování, intenzitu, tah, hlavní náraz větru a srážky. Vzdálenost bouřky od stanoviště se odhaduje velmi jednoduše počítáním časové prodlevy mezi zpozorováním bleskového výboje a sluhovým vjemem hromu. Podle vzdálenosti dělí bouřky na bouřku na bouřky na stanici neboli bouřky blízké (od blesku k zahřmění uběhlo méně než 10 s.), bouřky vzdálené (časová prodleva 10 – 5 s.) a bouřky velmi vzdálené (více než 15 s.).

Radarové pozorování bouřky

Meteorologické radiolokátory slouží ke zjišťování rozložení okamžitých intenzit atmosférických srážek a výskytu jevů spojených s oblačností na velké ploše řádově stovek km. Jejich funkce je založena na schopnosti srážkových částic v atmosféře (vodních kapiček, sněhových vloček, ledových krupek apod., zčásti též oblačných částic) odrážet (přesněji zpětně rozptylovat) radiovlny v centimetrovém pásmu vlnových délek (mikrovlny)[28].

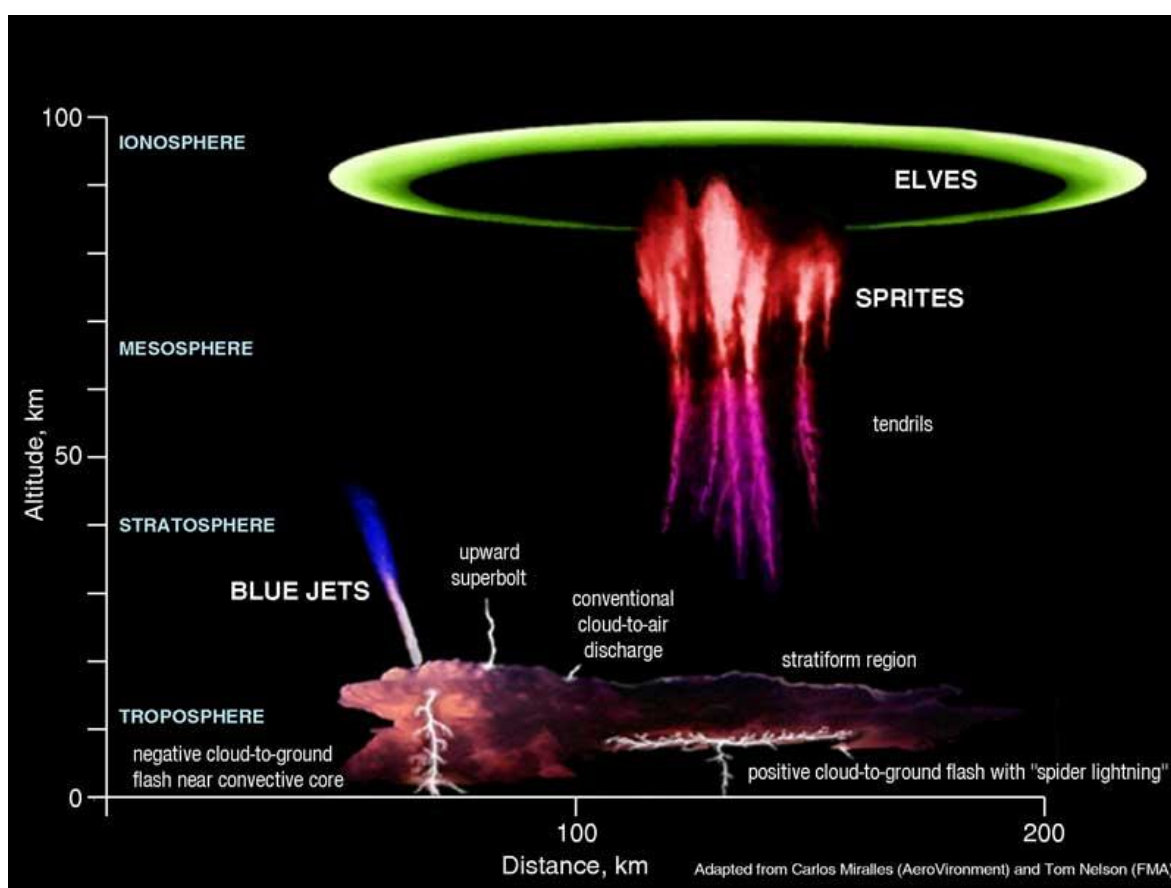
Radiolokátory jsou díky plošné charakteristice pokrytí, dobrému časovému i prostorovému rozlišení dat vhodnými zdroji informací o vzniku a průběhu bouří. V praxi se jejich data vhodně kombinují s výstupy z meteorologických družic, i sítě pozemních stanic. Dávají nám dobrý a okamžitý přehled nad bouřkovou aktivitou na území, vymezeném jejich dosahem. Podle radarových dat lze také provádět krátkodobou předpověď průběhu bouřek (řádově v desítkách minut). Pomocí dopplerovských radarů můžeme s vysokou přesností určovat sílu turbulence v bouřích. Pomocí moderních zařízení je možné měřit i radiální rychlosti jednotlivých částic. Radary se pro svůj relativně malý dosah spojují po světě do sítí a dosahují tak pokrytí mnohem větších ploch.

⁷ Zpráva z automatizované letištní meteorologické stanice se označuje zkratkou AUTO umístěnou za kódem pro den a čas vydání např. METAR EDQM 200620Z AUTO ...

Družicová pozorování

Satelitní pozorování počasí je velmi užitečným zdrojem informací pro předpověď i pozorování bouří. Satelitní pozorování konvekčních bouří se zaměřuje na sledování a interpretaci horních hranic jejich oblaků a charakter přestřelujících vrcholů. Velkou výhodou satelitního pozorování je monitorování oblastí o značné rozloze a také schopnost „vidět“ oblačnost mnohem lépe než v případě radarového pozorování. Nedává nám však dostatečné informace o oblačnosti a dějích, odehrávajících se v nižších patrech oblačných systémů a tudíž nám až na vzácné případy nedává nahlédnout do dějů, vyskytujících se v bouřích.

Satelity se také používají k detekci blesků. Pro jejich pozorování jsou používány od poloviny 60. let minulého století. Pozorování satelitů a lidských osádek raketoplánů odhalila a zdokumentovala počátkem 90. let 20. st. do té doby neznámé výboje sprites, blue jets a ELVES vedoucí z vrcholů konvekčních bouří do stratosféry, mezoféry i ionosféry [19]

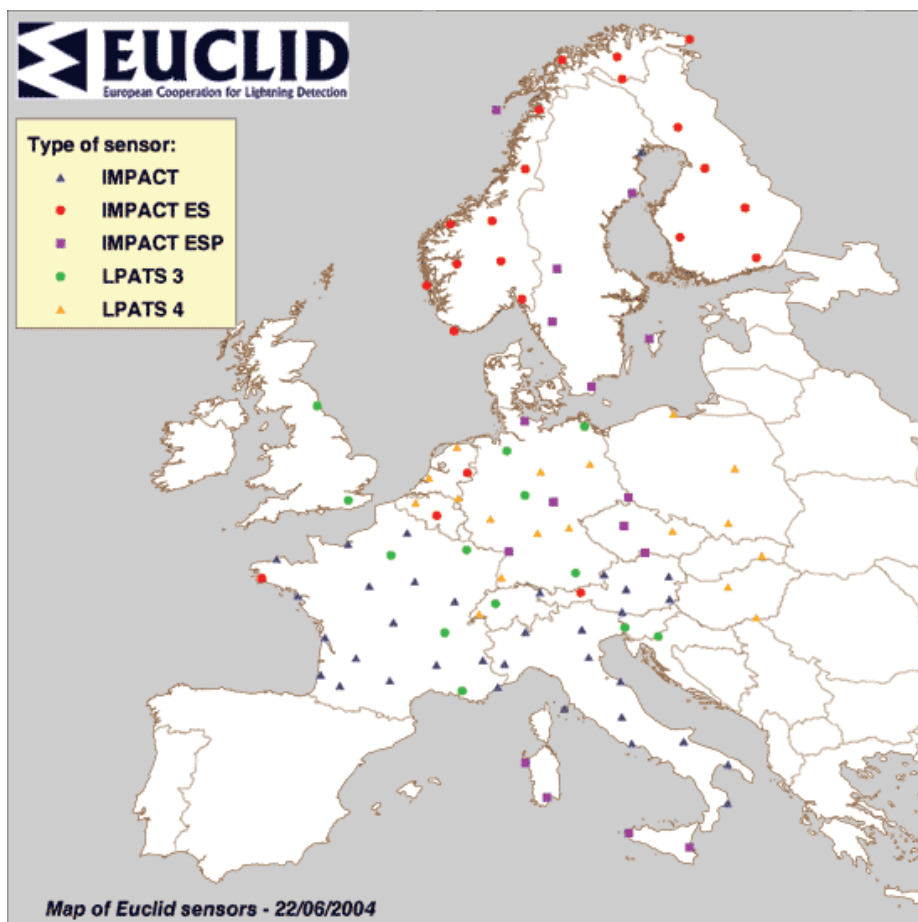


Obr. 19 Výboje Cb [37]

V dnešní době se pro detekci blesků používá přístroj LIS (lightning imaging sensor), který je instalovaný na polárních družicích TRMM s nízkou oběžnou dráhou. V blízké budoucnosti jsou připravovány projekty umístění nástupce přístroje LIS i na družice geostacionární. Zásadně se tak zvýší pokrytí Země a družice bude mít nad danou oblastí, na rozdíl od družic kvazipolárních, nepřetržitý „dohled“.

Detekční síť blesků

Pro sledování bleskové aktivity v bouřkách byly vytvořeny čidla, která snímají elektromagnetickou energii produkovanou bleskovým výbojem. Pro přesnou identifikaci místa a času výboje se tyto čidla sdružují do sítí, pokrývajících značnou plochu. Čidla bývají vzdálena v rozmezí desítek až stovek km. Jsou časově synchronizovaná podle GPS času a v reálném čase napojena na centrální zpracovatelský server. Pokud jsou větším množstvím čidel zaznamenány charakteristické elektromagnetické projevy, server početně určí jeho polohu. Při použití moderních metod výpočtů a současnému použití kombinace dvou měřících metod (metody času příchodu a metody určení směru) se dá dosáhnout vysoké přesnosti lokalizace až 500 m. V rámci evropské unie funguje jednotná detekční síť pod názvem EUCLID (European cooperation of lightning detection), která obsahuje více než 118 detekčních zařízení. Některé z nich jsou zakresleny v obr. č. 20.



Obr. 20 Síť detekčních blesků v rámci EUCLID [26]

5.2 Pozorování bouřek na letišti Karlovy Vary

K získání informací o výskytu a četnosti bouřek na LKKV byla využita data z pravidelných meteorologických hlášení METAR vydávaných na tomto letišti každou hodinu. Za pětileté pozorované období bylo na LKKV vydáno přibližně 44000 těchto zpráv. V METARech z LKKV se mezi lety 2007 – 2011 vyskytlo 392 zpráv zaznamenávajících bouřku. Z těch byly sestaveny tabulky četností v jednotlivých měsících a denních hodinách. Bouřkový den je pro účely této práce definován v termínu 0:00 – 0:00 UTC.

5.2.1 Počet bouřkových dní na letišti LKKV v období 2007 – 2011

Měsíc	Počet bouřkových dní
Leden	1
Únor	0
Březen	3
Duben	11
Květen	28
Červen	28
Červenec	31
Srpen	24
Září	5
Říjen	0
Listopad	0
Prosinec	0

Tabulka 4 Bouřkové dny na LKKV

Roční období	Počet bouřkových dní
Jaro	42
Léto	81
Podzim	5
Zima	1
Celkem	129

Tabulka 5 Počet bouřkových dní

5.2.2 Četnost zpráv METAR se záznamem o výskytu bouřek na letišti LKKV po hodinách v období 2007 – 2011

Čas UTC	Měsíc											
	I.	II.	III.	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0:00					2	1	4					
1:00					2		2					
2:00				1	1			2				
3:00					1		2	1				
4:00				1	1		3	1				
5:00				1	1		1	1				
6:00				1								
7:00								2				
8:00			1				1	1	1			
9:00			1		2	1			1			
10:00					1	3	1	1	1			
11:00				1	2	6	6	3	1			
12:00				1	4	4	4	2	1			
13:00					6	4	4	2				
14:00				1	6	7	5	3				
15:00				1	10	6	5	3				
16:00					7	6	4	3	1			
17:00					5	3	2	4				
18:00			1		4	7	5	7				
19:00					3	2	4	2				
20:00	1			2	5		3	3				
21:00	1		1	2	3	2	3	5	1			
22:00	1			2		3	3	3	2			
23:00				1	1	2	3	4	2			

Tabulka 6. Hodinu výskytu bouřek na LKKV

5.2.3 Bouřkové dny ve vybraném období V.-VII. z let 2007 – 2011

Pro porovnání úspěšnosti předpovědi založené na indexu CAPE byly vybrány bouřkové dny z měsíců květen, červen, červenec, srpen

Rok 2007

květen	červen	červenec	srpen
10.	6.	9.	7.
14.	9.	19.	8.
22.	10.	20.	9.
25.	12.	21.	10.
26.	14.	28.	23.
27.	15.		
28.	21.		
	25.		

Tabulka 7. Bouřkové dny v roce 2007

Rok 2008

květen	červen	červenec	srpen
2.	1.	3.	1.
14.	3.	11.	7.
16.	4.	20.	11.
17.	7.	26.	19.
31.	8.	30.	
	9.		
	10.		
	25.		

Tabulka 8. Bouřkové dny v roce 2008

Rok 2009

květen	červen	červenec	srpen
1.	16.	1.	2.
8.	21.	2.	17.
18.	25.	3.	21.
22.	30.	4.	25.
26.		6.	
		15.	
		17.	
		18.	
		20.	
		23.	

Tabulka 10. Bouřkové dny v roce 2009

Rok 2010

květen	červen	červenec	srpen
9.	8.	6.	5.
11.	9.	13.	15.
12.	30.	17.	22.
24.		22.	27.
28.		23.	
30.			

Tabulka 9. Bouřkové dny v roce 2010

Rok 2011

květen	červen	červenec	srpen
20.	1.	6.	4.
21.	5.	7.	6.
22.	6.	8.	8.
26.	16.	10.	14.
31.	22.	20.	19.
			21.
			24.

Tabulka 11. Bouřkové dny v roce 2011

5.2.4 Hodnoty CAPE z vybraného období 2007 – 2011 přesahující hodnotu 500 J.kg^{-1}

Pro diskuzi úspěšnosti předpovědi za pomoci CAPE byla vybrána data z termínu 12:00 UTC pozorovaného období měsíců Květen - Srpen. Vzhledem k charakteru indexu a faktu, že v zimních obdobích se bouřky tvoří zásadně na teplých frontách⁸, není možné CAPE pro jiná období v našich zeměpisných šířkách spolehlivě používat.

V následujících pěti tabulkách jsou uvedena data, ve kterých hodnota CAPE přesáhla 500 J.kg^{-1} a hodnotu CIN, která je v souvislosti s CAPE důležitá pro předpověď význačného počasí. Kolonka „Shoda“ zaznamenává, zda se při dané hodnotě CAPE vyskytla stejného dne bouřka. Pokud je tabulka prázdná, znamená to, že se v uvedeném měsíci daného roku nepohybovaly hodnoty CAPE nad 500 J.kg^{-1} . Neznamená to však automaticky, že se v tomto měsíci nevyskytla bouřka.

V. 2007

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
22	663	-18,9	*
25	1053	-22,3	*
27	614	-7,7	*
28	594	0	*

VI. 2007

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
7	1381	0	
9	923	-1,13	*
13	511	-8	
21	1055	-0,46	*

VII. 2007

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
20	698	-76	*

VIII. 2007

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
9	1113	-4,08	*

Tabulka 12. Hodnoty CAPE > 500 J.kg^{-1} v roce 2007

V. 2008

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
27	670	-121	
28	926	-253	
31	1051	-97	*

VI. 2008

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
1	1571	-9	*
23	760	-11	

VII. 2008

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
3	1209	-16	*

VIII. 2008

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
-	-	-	-

Tabulka 13. Hodnoty CAPE > 500 J.kg^{-1} v roce 2008

⁸ Bouřka teplé fronty – vzniká vždy před čarou fronty. Pro její vznik je nutná alespoň podmíněná instabilita atmosféry v oblasti teplého vzduchu a existence výstupných proudů podél fronty. Bouřka teplé fronty je u nás poměrně vzácným jevem a vyskytuje se obvykle v nočních hodinách [19].

V. 2009

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
1	599	-82	*
26	635	-141	*

VI. 2009

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
-	-	-	

VII. 2009

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
1	1589	0	*
2	700	-54	*
3	979	-2,3	*
4	850	-22	*
23	2469	-157	*

VIII. 2009

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
16	819	-71	

Tabulka 14. Hodnoty CAPE > 500 J.kg⁻¹ v roce 2009**V. 2011**

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
-	-	-	-

VI. 2011

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
6	557	-28	

VII. 2011

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
-	-	-	-

VIII. 2011

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
6	647	0	
22	739	-142	
23	1406	-258	
24	747	-228	
26	1888	-98	

Tabulka 16. Hodnoty CAPE > 500 J.kg⁻¹ v roce 2011**V. 2010**

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
-	-	-	-

VI. 2010

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
9	1434	-54	*
12	589	-66	

VII. 2010

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
15	551	-58	

VIII. 2010

Datum	CAPE [J/kg]	CIN [J/kg]	Shoda
12	1105	-10	
23	1055	-53	

Tabulka 15. Hodnoty CAPE > 500 J.kg⁻¹ v roce 2010

Nejvyšší hodnota CAPE z celého pozorovaného období byla vypočítána 23. 9. 2009 a činila 2469 J.kg⁻¹. Toho dne byla na výstupu zaznamenána i relativně vysoká hodnota CIN a na LKKV byl hlášen výskyt bouřek.

5.2.5 Zhodnocení úspěšnosti předpovědi na základě CAPE v porovnání s leteckými zprávami METAR

Ve zvoleném období květen–srpen z let 2007–2011 se vyskytlo celkem 35 případů, kdy hodnota CAPE z aerologického výstupu radiologické stanice Praha- Libuš překročila, při měření v termínu 12:00 UTC, hranici 500 J.kg^{-1} . Při porovnání těchto hodnot se zprávami METAR dojdeme k závěru, že pouze v 19 případech se ve dni se zvýšenou hodnotou CAPE se na letišti LKKV vyskytla bouřka. To v přepočtu dává přibližně 54,3 % úspěšnost předpovědi.

Z tohoto výsledku nám velmi dobře vyplývá nepoužitelnost CAPE jako osamocené veličiny pro přesnou efektivní předpověď. Vzhledem k tomu, že pro fungující konvekci je potřeba nejen dostatečné instability, ale také vlhkosti a hlavně vnějšího činitele, který iniciuje vznik výstupného proudění, meteorologové predikující počasí nikdy nepoužívají CAPE jako osamocenou veličinu ale zásadně aplikují podle svých zkušeností modifikace CAPE, například SBCAPE, MLCAPE či MUCAPE. V praxi se využívá i index CIN, který nám velmi dobře vypovídá o množství negativní energie, která brání iniciujícím konvekčním pohybům. Také se nedá předpokládat, že předpověď bude úspěšná, pokud se nevezmou v úvahu samotné vlivy, které mohou v dané oblasti iniciovat vznik výstupného proudění.

Dalším důvodem vysoké pozorované nepřesnosti předpovědi podle osamocené CAPE je fakt, že letiště LKKV je od radiosondážní stanice Praha-Libuš vzdáleno více než 100 km a tak podmínky, zjištěné radiosondou nemusí být vůbec stejné jako podmínky panující v okolí letiště, což vysvětluje situace, kdy byly vysoké hodnoty CAPE i CIN a přesto k vývoji konvekčních bouří nad LKKV nedošlo.

CAPE je především teoretickou veličinou a bez aplikace jeho modifikací, zejména SBCAPE, MLCAPE a MUCAPE a dalších uvažování směru proudění, orografie, stříhu větru a dalších činitelů není možné docílit spolehlivé předpovědi.

ZÁVĚR

Pozorujeme-li zdáli vývoj bouře, možná nás naplňuje údiv. Stojíme-li na skalách ve chvíli, kdy se kolem nich přehání húlava, možná se přidává strach. Tato práce se snaží o vhodný popis bouřek, aby se na základě vědomostí mohl stupňovat obdiv jedince k této ukázce krás, kterými svět oplývá. V teoretické části práce jsme se zaměřili na jednoduchý popis bouřek a jejich doprovodných jevů. Vypsali jsme jevy, nebezpečné pro letectví a uvedli si základní způsoby, jak se zachovat, pokud se za letu s bouřkou setkáme. V druhé části jsme se zaměřili na bouřku jako předmět pozorování a předpovědi, která je nutná k tomu, aby byla letecká doprava co nejplynulejší a hlavně bezpečná. Při zpracovávání dat z pětiletého pozorovaného období jsme porovnali výstupy radiosondážních měření stanice Praha-Libuš s údaji z leteckých meteorologických zpráv METAR letiště v Karlových Varech. Při porovnávání jsme došli k předpokládaným závěrům o míře použitelnosti samostatného indexu CAPE (shrnutým v 5.2.5). K maximální spolehlivosti a přesnosti předpovědi je nutné využít modifikací CAPE a dalších indexů. Pro předpověď je také nesmírně důležité zvýšení důrazu na uvažování stříhu větru a vlivu dalších činitelů, spouštějících konvekci.

Dnešní doba, zaměřená na co nejvyšší zisky zanechává vliv i na letectví. Piloti jsou často vedeni k riskování spojenému s průletem bouřkami za cenu úspor. Proto je dobré, aby byl pilot s nebezpečím bouřek obeznámen, dané jevy a souvislosti chápal a při kontaktu s bouřkami se vyhýbat zbytečnému riskování, zvláště, má-li zodpovědnost za cestující na palubě.

SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

Monografie, časopisecké články

- [1] AIP, 2011. AD 2.
- [2] BABIKOV, M., 1953. Letecká meteorologie. 1. vyd. 204 s. Praha: Naše vojsko.
- [3] BRAUN, T., 2010. Limitations of CAPE index for use in central Europe. *Meteorologický časopis*, Roč. 13, č. 4. s. 127-132. ISSN 1335-339X.
- [4] BRÁZDIL, T.- ŠTĚPÁNEK, P.- VAIS, T.- 1998. Časová a uprostorová analýza bouřek, krupobítí a extrémních srážek v jižní části Moravy v období 1946-1995. *Meteorologické zprávy*, Roč. 51, č. 2. s. 45-52 ISSN 0026-1173.
- [5] ČERVENÝ, J., a kol., 1984. Podnebí a vodní režim ČSSR. 1. Vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 416 s.
- [6] DVOŘÁK, P., 2010. Letecká meteorologie. 2. vyd. Cheb: Svět křídel. 482 s. ISBN 978-80-86808-85-7.
- [7] DVOŘÁK, P., 2012. Termika: aneb vyšší škola plachtění. 2. vyd. Cheb: Svět křídel. 281 s. ISBN 978-80-87567-06-7.
- [8] HUNTRIESER, H.- SCHIESSER, H. H.- SCHMID, W.- WALDWOGEL, A., 1997. Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, roč. 12, č. 1, s. 108-125. ISSN 15200434. DOI: 10.1175/1520-0434(1997)012<0108:COTAND>2.0.CO;2.
- [9] KRÁČMAR, J.- KRŠKA, K.- SOBOTA, J.- SVATOŠ, V. 2006. Meteorologie (050 00). Učební texty pro teoretickou přípravu dopravních pilotů dle předpisu JAR-FCL 1.1. vyd. Brno: Akademické nakladatelství CERM. 305 s. ISBN 80-7204-447-98.
- [10] KYZVAROVÁ, H.- NOVÁK, P., 2008. Využití radarových měření pro identifikaci a předpověď pohybu konvekčních bouří. *Meteorologické zprávy*, Roč. 61, č. 1. s. 14-19 ISSN 0026-1173.
- [11] *Monthly Weather Review*. Boston: American meteorological society, 2006, roč. 134, č. 1. ISSN 0027-0644.
- [12] NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie, 1. vyd. Bratislava: Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry. 222 s.
- [13] NEDELKA, M., a kol., 1998. Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. Bratislava: Magnet-Press Slovakia. 494 s. ISBN 80-968073-0-7.
- [14] NOVÁK, P.- ŽEJDLÍK, T.- TOLASZ, R., 2009. Deset let využívání dat detekce blesků v Českém hydrometeorologickém ústavu. *Meteorologické zprávy*, Roč. 62, č. 6. s. ISSN 0026-1173.
- [15] ŘEZÁČOVÁ, D.- NOVÁK, P.- KAŠPAR, M.- SETVÁK, P., 2007. Fyzika oblaků a srážek. 1. vyd. Praha: Academia. 576 s. GERSTNER, sv. 2. ISBN 978-80-200-1505-1.

- [16] SAUNDERS, C. P. R., 1993. A Review of Thunderstorm Electrification Processes. *Journal of Applied Meteorology*. roč. 32, č. 4. ISSN 08948763. DOI: 10.1175/1520-0450(1993)032<0642:AROTEP>2.0.CO;2.
- [17] SETVÁK, M.- STRACHOTA, J., 1991. Silné konvekční bouře, družicová a radiolokační pozorování. *Meteorologické Zprávy*, Roč. 44, č. 13. s. 33-40 ISSN 0026-1173.
- [18] SKŘEHOT, P., 2008 Velký atlas oblaků. Brno: Computer Press. 366 s. ISBN 978-80-251-2015-6.
- [19] SOBÍŠEK, B. a kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha: Academia + Ministerstvo životního prostředí. 594 s. ISBN 80-85368-45-5.
- [20] SULAN, J.- PEŠICE, P., 2004. Výpočet konvekční dostupné potenciální energie "CAPE" a možnosti jeho využití v provozu ČHMÚ. *Meteorologické Zprávy*. Roč. 57, č. 3. s. 61-68. ISSN 0026-1173.
- [21] ZACHAROV, P. jr.- ŘEZÁČOVÁ, D., 2005. Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí. *Meteorologické Zprávy*. Praha: Český hydrometeorologický ústav. roč. 58, č. 3. ISSN 0026 - 1173.
- [22] ZELENÝ, K.- PROCHÁZKA, Z.- ŠTEKL, J.- KNÁPEK, P.- DUCHÁČ, S.- KUTÝ, L.- HUTZ, J.- ČERVENKA, J.- MAZOCH, J., 1963. Let za ztížených povětrnostních podmínkách. 1. vyd. Praha: Naše vojsko. 312 s.

Nepublikované práce, např. doktorské, diplomové, bakalářské práce a rukopisy

- [23] BRAUN, L., 2009.: Vyhodnotenie úspešnosti indexu CAPE při prognóze konvektivních zrážek. Bratislava: Univerzita Komenského v Bratislave, Fakulta matematiky, fyziky a informatiky. 65 s. + příl.
- [24] RYBA, P., 2010.: Bouřky na letištích LKTB a LKMT a jejich předpověď: bakalářská práce. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství. 47 s.

Elektronické citace a zdroje

- [25] BELL, P. M., Storm observation. Dostupné na WWW:
<<http://www.agu.org/pubs/crossref/1980/EO061i040p00651-01.shtml>>
- [26] CELDN - Central European Lightning Detection Network.
Dostupné na WWW: <<http://old.chmi.cz/meteo/rad/blesk/celdn.php>>
- [27] Cumulonimbus. Dostupné na WWW: <<http://mraky.astronomie.cz/cumulonimbus.php>>
- [28] Definice a popis tornáda.
Dostupné na WWW: <<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/tornada/tor2.html>>
- [29] Frontální bouřky. 2005.
Dostupné na WWW: <<http://bourky.wz.cz/clanky/cl01.html>>
- [30] Meteorologický výkladový slovník.
Dostupné na WWW: <http://www.ufa.cas.cz/html/meteo/slovník_5.htm>
- [31] Námraza.
Dostupné na WWW: <http://old.chmi.cz/meteo/olm/Let_met/namraza.pdf>
- [32] Oblaky a atmosférické srážky.
Dostupné na WWW: <<http://www.portal.cz/scripts/detail.php?id=2124>>
- [33] PRYOR, K. L., Electrical Behaviour of Downburst-Producing Convective Storms over the Western United States.
Dostupné na WWW: <<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0603/0603260.pdf>>
- [34] PSIKA, T. Bouřkové indexy. 2002. Dostupné na WWW:
<http://tomas-psika.byl.cz/bourkove_indexy.htm>
- [35] PSIKA, T., Průvodce bouřkovou oblačností pro pozemní pozorovatele.
Dostupné na WWW: <<http://www.bourky.kvalitne.cz/>>
- [36] SETVÁK, M., Satellite observations of storm tops.
Dostupné na WWW: <<http://www.ufa.cas.cz/html/meteo/stormcz/abstract02.html>>
- [37] Sprites. Dostupné na WWW:
<http://www.nssl.noaa.gov/primer/lightning/images/lightning_sprites.jpg>
- [38] Squall. Dostupné na WWW: <<http://en.wikipedia.org/wiki/Squall>>
- [39] Teorie bouřek. Dostupné na WWW: <<http://www.bourky.cz/teorie-bourek/>>
- [40] Vzduchové hmoty. Dostupné na WWW:
<<http://www.meteocentrum.cz/encyklopedie/vzduchove-hmoty.php>>
- [50] Historická data. 1961-1990. Dostupné na WWW:
<http://portal.chmi.cz/portal/dt?portal_lang=cs&nc=1&menu=JSPTabContainer/P4_Historicka_data/P4_1_Pocasi&last=false>

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ

°C	stupeň Celsia
arc	Arcus
As	Altostratus
AWR	airbourne weather radar
c	vektor tahu bouřek
CAPE	convective available potential energy
Cb	Cumulonimbus
Ci	Cirrus
CIN	convective inhibition
con	Congestus
Cs	Cirrostratus
Cu	Cumulus
D	teplota rosného bodu v hladině 850 hPa
dBZ	decibels relative to Z
DCAPE	downdraft CAPE
EHI	energy helicity index
EL	hladina nulového vztlaku
elmag.	Elektromagnetický
EUCLID	European cooperation of lightning detection
ft	stopa (feat)
g	tíhové zrychlení
GPS	ground positioning systém
gr.	Gram
HP	high precipitation
hPa	Hektopaskaly
hum	Humilis
J	Joule
K	Kelvin
K	K index
kg	Kilogram
km	Kilometr
LFC	hladina volné konvekce
LI	lifted index
LIS	lightning imaging sensor
LKKV	kódové označení letiště Karlovy Vary
LP	low precipitation
m	Metr
med	Mediocris
METAR	pravidelná letecká meteorologická zpráva
min	Minuta
MLCAPE	mean layer CAPE
mm	Milimetry
MUCAPE	most unstable CAPE

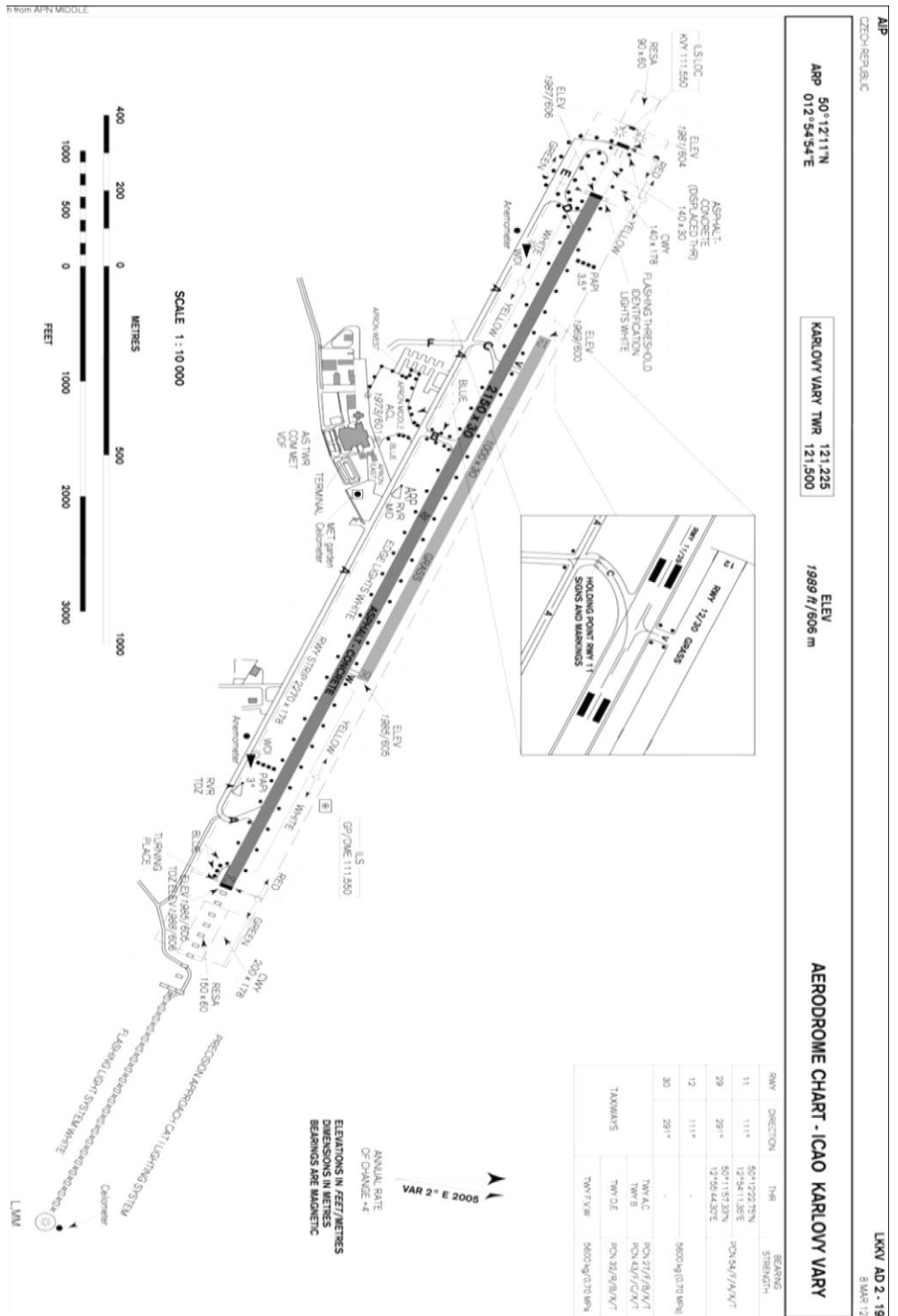
Ns	Nimbostratus
OF	okluzní fronta
s	Sekunda
S	směr větru v hladině 500 hPa ve stupních
s. r. o.	společnost s ručením omezeným
SBCAPE	surface based CAPE
SF	studená fronta
SI	Showalterův index
SREH	storm relative environmental helicity index
SWEAT	severe weather threat index
T(z)	teplota vzduchové částice
T ₅₀₀	teplota v hladině 500 hPa
T ₈₅₀	teplota vzduchu v hladině 850 hPa
T _{c(p,500)}	teplota vzduch. částice, adiabaticky přemístěné ze zemského povrchu do hladiny 500 hPa
T _{d850}	teplota rosného bodu v hladině 850 hPa
Te(z)	teplota okolního vzduchu
TF	teplá fronta
TRMM	název družice
TTI	total totals index
tub	Tuba
UTC	coordinated universal time
V	vektor rychlosti větru
V ₅₀₀	rychlost větru v hladině 500hPa
V ₈₅₀	rychlost větru v hladině 850 hPa
W	vektor horizontální vorticity
WMO	World meteorological organization
Z	vertikální souřadnice
Z ₀	přízemní hladina

PŘÍLOHY

Seznam příloh

Příloha A.....	68
Příloha B.....	69
Příloha C.....	70
Příloha D.....	71
Příloha E.....	72
Příloha F.....	73

Příloha A



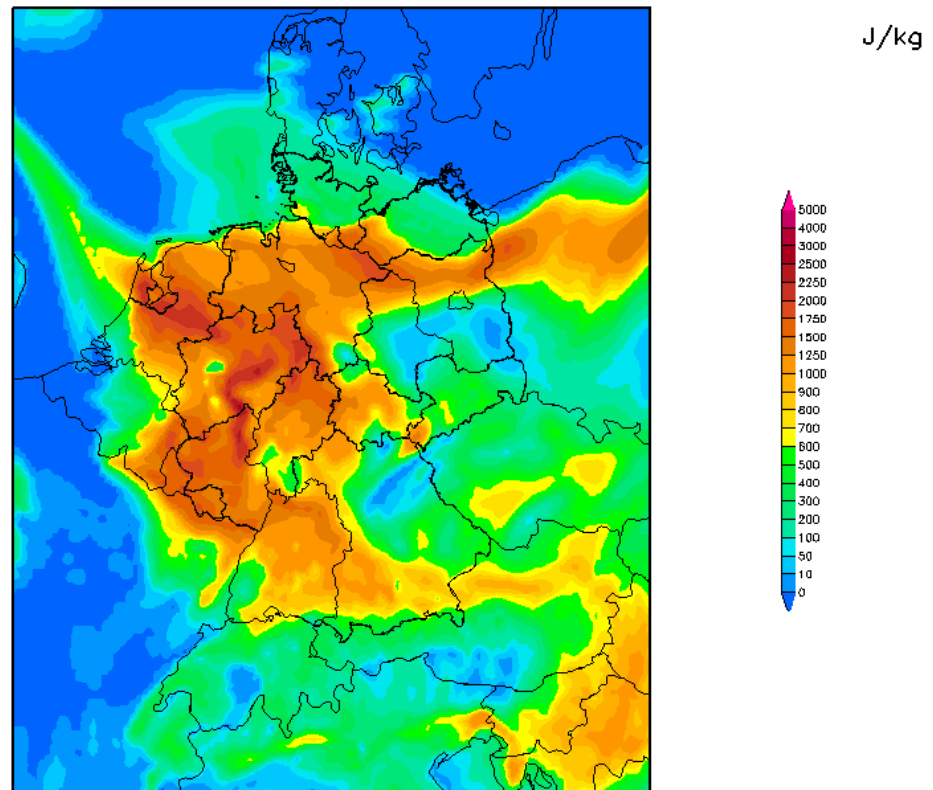
Mapa letiště LKKV. Zdroj [1]

Příloha B

Init : Wed,23MAY2012 00Z

Valid: Wed,23MAY2012 12Z

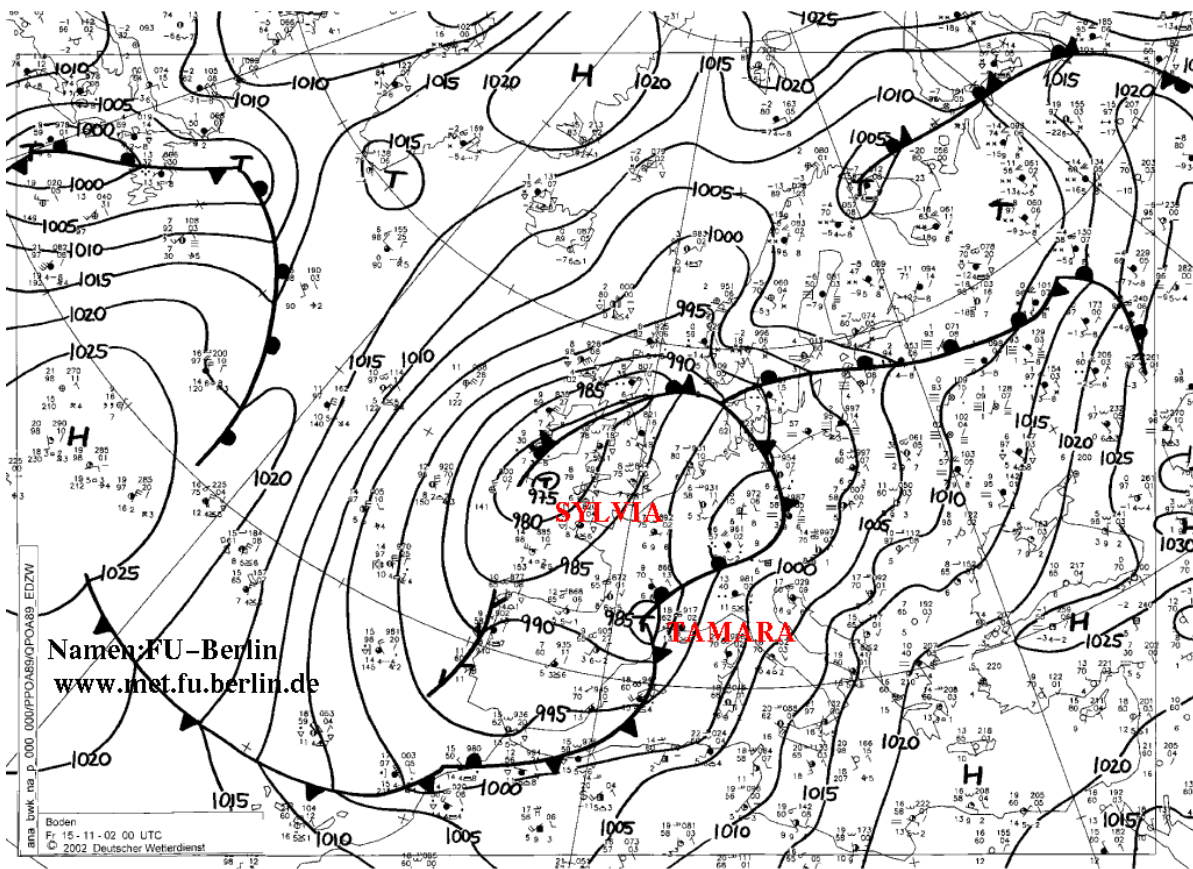
CAPE (J/kg)



Daten: WRF-ARW 3.1
(C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Mapa zobrazující velikost hodnot CAPE. Zdroj:
<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fswrfmeur.html>

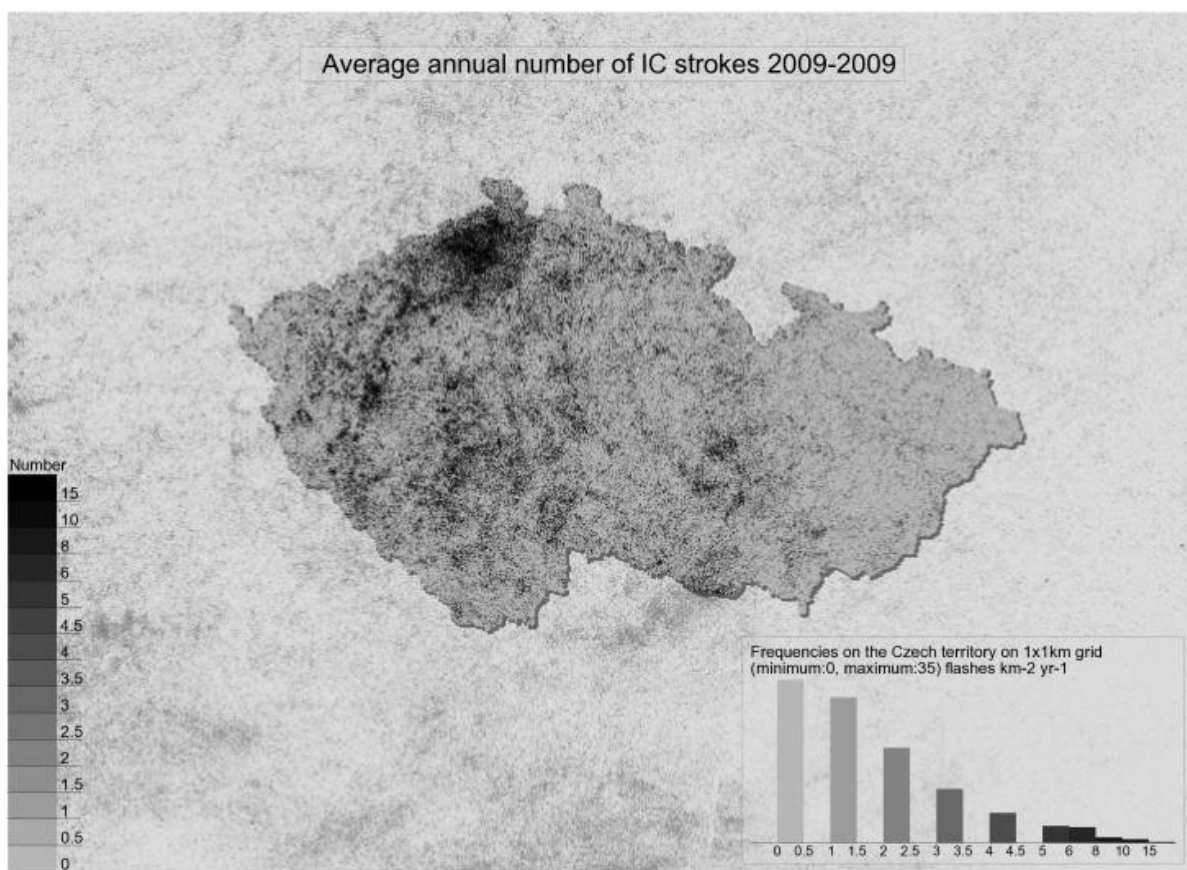
Příloha C



Ukázka synoptické mapy: Evropa. Zdroj:

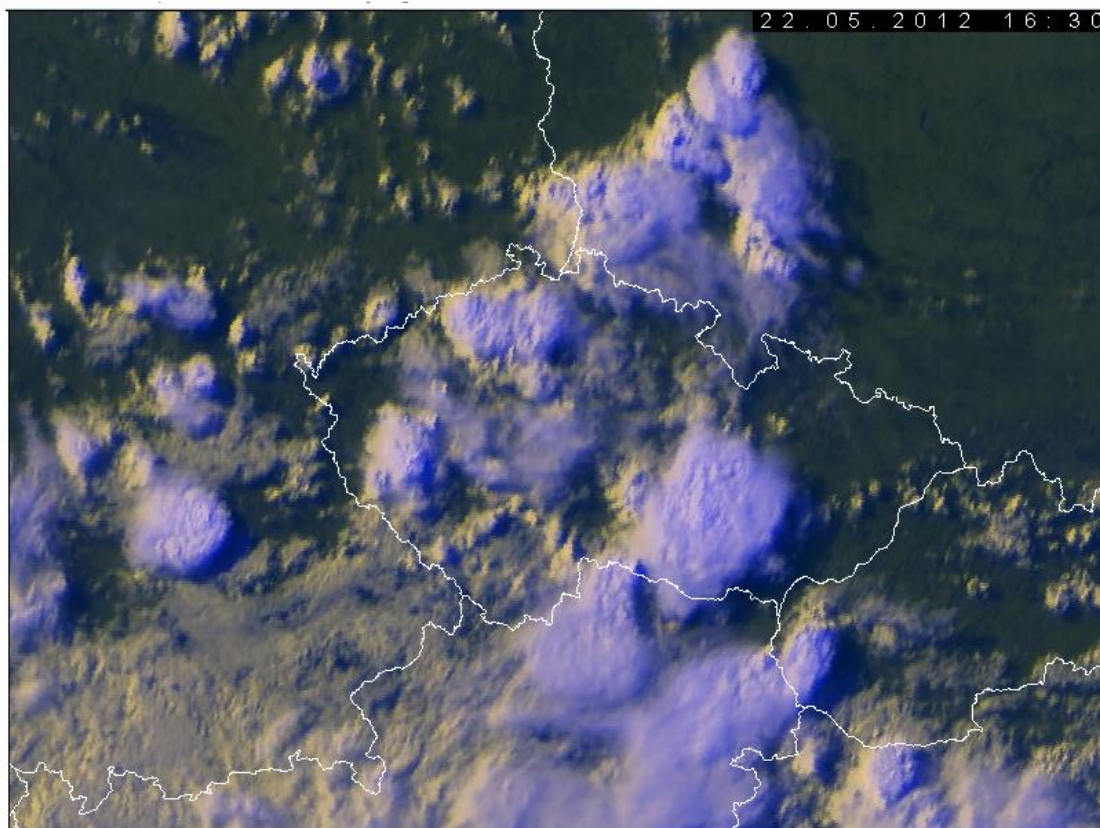
http://www.met.fu-berlin.de/de/wetter/maps/Analyse_20021115.gif

Příloha D



Mapa zaznamenaných bleskových výbojů v roce 2009. Zdroj:
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809510002310>

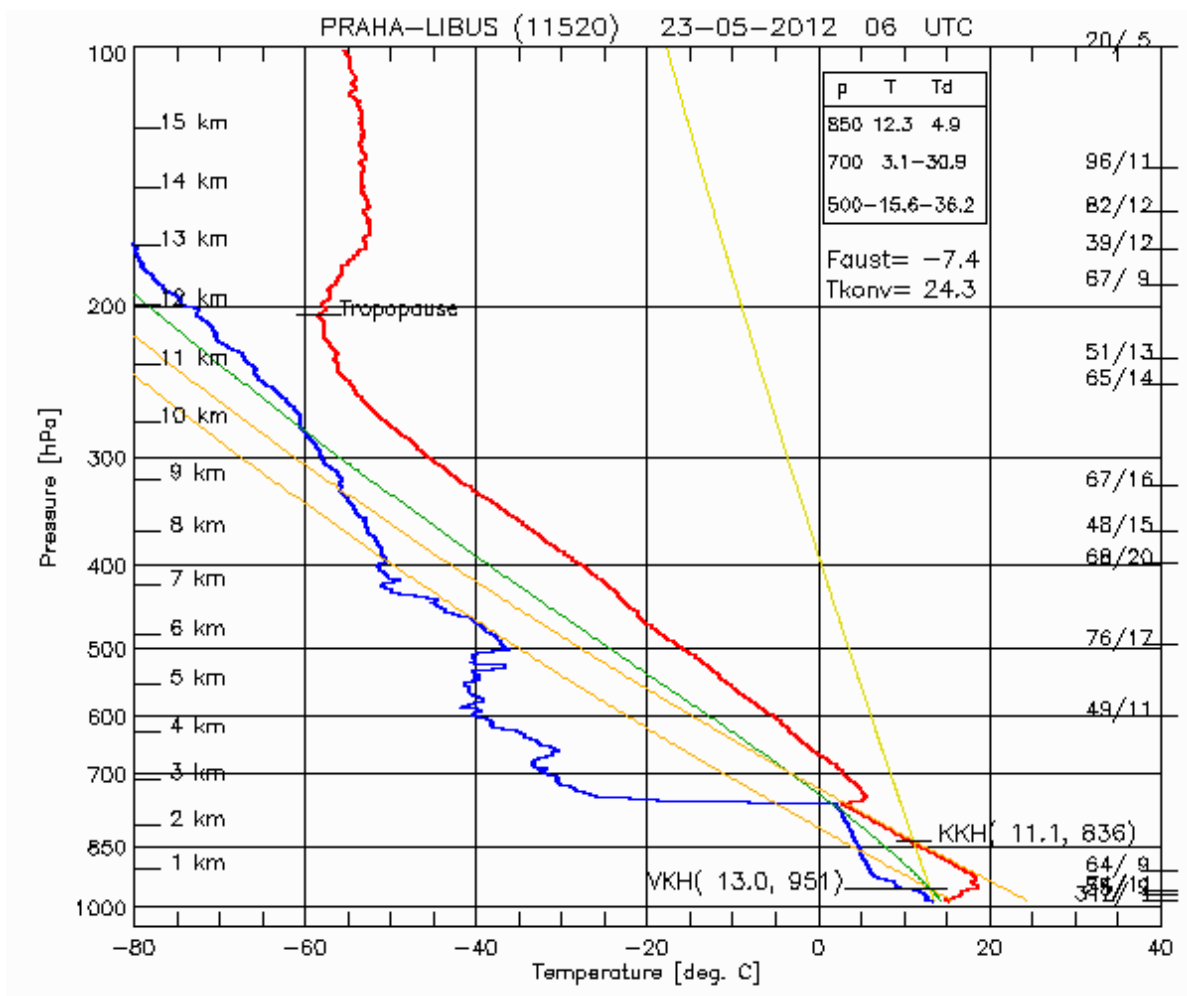
Příloha E



Snímek bouřkové oblačnosti z 22.5.2012, 16:30 UTC pořízený satelitem MSG ve viditelném a IR spektru. Zdroj:

http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/sat/data_jsmsgview.html

Příloha F



Aerologický diagram ze dne 23.5.2012. Zdroj:
http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/ptu_grafy.html