



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ
LETECKÝ ÚSTAV

FACULTY OF MECHANICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF AEROSPACE ENGINEERING

STŘIH VĚTRU JAKO NEBEZPEČNÝ JEV V LETECTVÍ
WIND SHEAR AS A DANGEROUS PHENOMENON IN AVIATION

DIPLOMOVÁ PRÁCE
MASTER'S THESIS

AUTOR PRÁCE
AUTHOR

BC. ADAM NOVOZÁMSKÝ

VEDOUcí PRÁCE
SUPERVISOR

RNDr. KAREL KRŠKA, CSc.

BRNO 2014

Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství

Letecký ústav

Akademický rok: 2013/2014

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

student: Bc. Adam Novozámský

kteřý studuje v **magisterském navazujícím studijním programu**

obor: **Letecký provoz (3708T011)**

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 diplomové práce:

Střih větru jako nebezpečný jev v letectví

v anglickém jazyce:

Wind shear as a dangerous phenomenon in aviation

Stručná charakteristika problematiky úkolu:

Horizontální a vertikální střih větru v mezní vrstvě a ve volném ovzduší jako nebezpečný jev v letectví. Vztah k tryskovému proudění. Způsoby určování střihu větru v prostoru letišť. Vertikální střih větru podle aerologických měření.

Cíle diplomové práce:

Na základě české a zahraniční literatury popište střih větru a jeho důsledky pro let v prostoru letišť a v letových hladinách. Soustřeďte se na určování střihu větru v prostoru letiště Praha. Na základě aerologického materiálu ČHMÚ proveďte rozbor situací s výskytem střihu větru.

Seznam odborné literatury:

1. Beneš, L. a kol.: Učebnice pilota. Cheb 1995.
2. Dvořák, P.: Letecká meteorologie. 2. vyd. Cheb 2010.
3. Nedelka, M.: Přehľad leteckej meteorológie. Bratislava 1984.
4. Voler, R. a kol.: Flight Planning Management. Brno 2007.
5. Učební texty z aerologie.

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Karel Krška, CSc.

Termín odevzdání diplomové práce je stanoven časovým plánem akademického roku 2013/2014. V Brně, dne 21.11.2014

L.S.

doc. Ing. Jaroslav Juračka, Ph.D.
Ředitel ústavu

prof. RNDr. Miroslav Doupovec, CSc., dr.h.c
Děkan fakulty

Abstrakt

Práce pojednává o stříhu větru a jeho vlivu na leteckou dopravu. Ten je rozebrán na teoretické úrovni a uveden do praxe v letecké dopravě. Jsou zde zmíněny metody pozorování, predikce, hlášení stříhu větru i doporučené postupy pro piloty, kteří stříhem větru prolétají. V práci jsou modely počasí, které doprovázelo historicky významné dopravní nehody, popis sledování stříhu větru na světových letištích i na letišti Václava Havla v Praze, Ruzyni. Práce obsahuje i analýzu vybraných aerologických výstupů a jejich vztahu k hlášenému stříhu větru. Celá práce má za cíl zejména zvýšení povědomí o stříhu větru ve vztahu k letecké dopravě. Tedy z úhlu pohledu pilota i leteckého meteorologa.

Abstract

This thesis is about wind shear and its influence on aviation. There is wide theoretical description of wind shear and it's implemented into aviation practice. There are also methods of observation, forecasting and reporting, for both pilots and meteorologist described. In this thesis, pilots can find useful recommendations for dealing with wind shear during the flight. Every reader can also read about famous aviation accidents and look at models of weather that caused those accidents. At the end of thesis there are analyses of a rawinsonde measurements related to wind shear reports. This whole thesis is focused on increasing awareness of wind shear in aviation from angle of view of both pilots and aviation meteorologist.

Klíčová slova

Střih větru, meteorologie, letectví, počasí, vítr, microburst, tryskové proudění, nehoda, jev, bouřka, mezní vrstva, atmosféra, nízkohladinový střih větru, turbulence v bezoblačném prostoru, húlava, pozorování, předpověď, hlášení

Keywords

Wind shear, meteorology, aviation, weather, microburst, jet stream, accident, phenomenon, thunderstorm, boundary layer, low level jet stream, clear air turbulence, gust front, observation, forecast, report

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně, pod odborným vedením vedoucího diplomové práce a s použitím literatury uvedené v seznamu zdrojů na konci díla.

V Brně dne 22. 5. 2014

.....
Adam Novozámský

Bibliografická citace

NOVOZÁMSKÝ, A. Střih větru jako nebezpečný jev v letectví. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, 2014. 112 s. Vedoucí bakalářské práce RNDr. Karel Krška, CSc.,

Poděkování

RNDr. Karlu Krškovi CSc., ze srdce děkuji za velice vstřícný a přesto profesionální přístup. Za pomoc nad rámec jeho povinností a za a odborné vedení v průběhu celé práce podané velmi lidským způsobem. Za vzácný čas, který mi věnoval nejen v oblasti profesionální, ale i osobní.

Bc. Michalu Švecovi děkuji za odbornou pomoc a podporu při zpracování práce, i za osobní inspiraci.

V neposlední řadě také paní RNDr. Radomíře Večerkové za velkou ochotu a obětavou pomoc při hledání a poskytnutí potřebných dat.

Mgr. Martinu Motlovi za trpělivý přístup a ochotné poskytnutí dat z balonových sondáží.

OBSAH

ÚVOD	15
1 VÍTR.....	17
1.1 Vítr očima pilota	17
1.2 Vítr z pohledu meteorologie.....	17
1.2.1 Základní rovnice velkoprostorové dynamiky atmosféry.....	17
1.3 Vznik větru.....	24
1.3.1 Primární cirkulace atmosféry	25
1.3.2 Sekundární cirkulace atmosféry	26
1.3.3 Terciální cirkulace atmosféry	27
1.4 Vítr v mezní vrstvě atmosféry	28
2 STŘIH VĚTRU.....	29
2.1 Teoretické rozdělení stříhu větru	29
2.1.1 Horizontální stříh větru	29
2.1.2 Vertikální stříh větru	29
2.1.3 Cyklonální stříh větru.....	30
2.1.4 Anticyklonální stříh větru.....	30
2.1.5 Nepřechodný nízkohladinový stříh větru	30
2.1.6 Přechodný nízkohladinový stříh větru.....	30
2.2 Stříh větru v letectví	31
3 METEOROLOGICKÉ JEVY A PODMÍNKY ZPŮSOBUJÍCÍ STŘIH VĚTRU..	33
3.1 Stříh větru v mezní vrstvě atmosféry	33
3.1.1 Stříh větru v mezní vrstvě atmosféry při teplotní inverzi.....	35
3.1.2 Stříh větru při nízkohladinovém tryskovém proudění.....	35
3.2 Stříh větru v závislosti na terénu	37
3.2.1 Stříh větru kolem překážek	37
3.2.2 Katabatické, anabatické větry	40
3.2.3 Fén anticyklonální, fén orografický	40
3.3 Stříh větru na frontálním rozhraní.....	41
3.4 Stříh větru na rozhraní bríz	42
3.5 Stříh větru ve spojení s bouřkami.....	43
3.5.1 Vznik bouřky	43
3.5.2 Stadia bouřky.....	44
3.5.3 Stříh větru v konvekci uprostřed bouřkových mraků.....	45

3.5.4	Húlava.....	45
3.5.5	Střih větru v propadech studeného vzduchu	46
3.5.6	Střih větru jako příčina supercelárních bouří.....	48
3.5.7	Střih větru v tornádech.....	50
3.6	Střih větru v souvislosti s tryskovým prouděním	50
3.6.1	Tryskové proudění (jet stream).....	50
3.6.2	Turbulence v bezoblačném prostoru.....	51
3.7	Střih větru jako prvek ovlivňující vznik tropických cyklon	53
3.8	Střih větru v úplavu za letadlem	53
4	STŘIH VĚTRU V PILOTNÍ PRAXI.....	55
4.1	Historické letecké nehody a jejich vliv na pozorování stříhu větru	55
4.1.1	Joint Airport Weather studies (JAWS)	55
4.1.2	FAA Integrated Wind Shear Programme	57
4.2	Vliv stříhu větru na výkony letadla	57
4.2.1	Vliv stříhu větru na vzdušnou rychlost letadla	58
4.2.2	Vliv stříhu větru na úhel náběhu.....	59
4.2.3	Vliv bočního stříhu větru	60
4.3	Střih větru z pohledu pilota	60
4.3.1	Pozorování a předpovídání rizikových situací.....	61
4.3.2	Postup pro řešení střetu se stříhem větru	62
4.3.3	Popis střetu se stříhem větru za letu v hladině.....	63
4.3.4	Popis střetu se stříhem větru při přistání.....	65
4.3.5	Popis střetu se stříhem větru při vzletu.....	67
4.3.6	Indikace palubních přístrojů	67
4.3.7	Doporučené reakce na střih větru	69
4.3.8	Obnovení (recovery).....	72
4.4	Vybrané letecké nehody	74
4.4.1	Průlet CAT na okraji JTST; United Airlines, let 826	74
4.4.2	Střih větru při přistání v Hongkongu; China Airlines, let 642	76
5	STŘIH VĚTRU V PRAXI LETECKÉ METEOROLOGIE	79
5.1	Pozorování stříhu větru.....	79
5.1.1	Vizuální pozorování stříhu větru	79
5.1.2	Pozorování stříhu větru „standardními“ meteorologickými přístroji	79
5.1.3	Meteorologické přístroje detekce stříhu větru	81
5.2	Předpověď stříhu větru na letištích.....	83
5.2.1	Intenzita stříhu větru	84
5.3	Hlášení stříhu větru.....	85

5.3.1	Hlášení a varování letecké výstražné a prognózní meteorologické služby	85
5.3.2	Hlášení na základě pozorování z letadel	85
5.3.3	Hlášení službou řízení letového provozu	87
6	STŘIH VĚTRU A LETECKÁ METEOROLOGICKÁ VÝSTRAŽNÁ A PROGNÓZNÍ SLUŽBA	89
6.1	Odbor letecké meteorologie	89
6.1.1	Pozorování stříhu větru na letištích v ČR.....	90
6.1.2	Praxe na letišti Václava Havla Praha	90
7	ROZBOR SITUACÍ S VÝSKYTEM STŘIHU VĚTRU NA ZÁKLADĚ AEROLOGICKÝCH ÚDAJŮ ČHMŮ	91
7.1	Postup získání a zpracování dat	91
7.2	Rozbor jednotlivých situací	91
7.2.1	LKPR 15.4.2014.....	92
7.2.2	LKPR 16. 3. 2014.....	95
7.3	Závěr porovnání	98
	ZÁVĚR	99
	SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ	100
	SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ.....	106
	PŘÍLOHY	113

ÚVOD

Vítr. Jeden ze čtyř živlů, který lidstvo provází od počátků jeho existence. Lidé jej zpočátku nedokázali svými schopnostmi popsat, a tak mu v dávné minulosti připisovali nadpřirozenou, až božskou podstatu. Postupem let, dekad a století se naši předci s rostoucím poznáním snažili větru porozumět a využít ho k plnění svých cílů. Podle větru se učili poznávat, kdy přijde déšť. Kdy končí období veder, nebo zimy. Postavili lodě, do jejichž plachet vítr chytali a on jim pomáhal plout, objevovat a dobývat. Poznání rostlo a s ním i lidské touhy.

Dnes nám vítr pomáhá na souši, na vodě i ve vzduchu. Získáváme elektřinu přeměnou jeho energie, výšková trysková proudění jsou využívána letadly pro urychlení letu, pohání plachetnice a přináší nám osvěžení v parných letních dnech. Moderní meteorologické předpovědi s vysokou přesností předpovídají jeho chování s několikadenním předstihem. Přesto jsme vítr nespoutali. Vítr je i dnes, v jednadvacátém století živel, který nás často překvapí, pomůže, nebo naopak ničí a bere. Možná jsme nezažili horské výstupy, kdy víchř přecházel v orkán a srážel lidi na kolena. Kdy umocňoval pocit chladu, pálil na nechráněné kůži a bral dech z úst. Ale každý z nás zná ten nepříjemný pocit u žaludku, když po dusném dni prudký víchř zavane ulicemi a my víme, že se blíží bouřka. Známe sílu, se kterou láme stromy, vyráží nedovřená okna, nebo bere celé střechy...

A protože lidská mysl byla obdařena neskonale touhou po poznání, v diplomové práci, kterou právě držíte v rukách, se pokusíme společnými silami vítr poznat trochu lépe. Očima letecké meteorologie.

Jak název práce napovídá, na následujících stránkách nahlédneme na jev zvaný stříh větru. Nastíníme jeho vliv na prostředí, ve kterém žijeme i oblast, ve které je nejnebezpečnější - leteckou dopravu. Probereme jeho vznik, situace, ve kterých ke stříhu větru dochází, přímý vliv na letectví a jiné oblasti lidské existence, kde je jeho výskyt nebezpečný. Z pohledu letectví nahlédneme na historické případy, kdy stříh větru způsobil katastrofické letecké nehody a uvedeme historický vývoj jeho předpovědi a detekce v reálném čase. Tyto poznatky porovnáme s aktuálními metodami předpovědi a ochrany proti stříhu větru. Posoudíme metody pozorování stříhu větru na letišti Václava Havla v Praze, Ruzyni a v případě prostoru pro úpravu aktuálních metod, nastíníme možnosti pro zlepšení. Na konec práce analyzujeme data z aerologických výstupů ČHMÚ a provedeme rozbor situací, ve kterých došlo k výskytu stříhu větru.

1 VÍTR

Při zaznění tohoto slova si každý čtenář jistě představí vítr v jedné z jeho rozmanitých podob. Ať už jako osvěžující podvečerní vánek na sklonku parného dne, pofukující studený vzduch, ženoucí podzimní listí, nebo orkán, prohánějící se po vrcholcích hor a beroucí horalům zbytky tepla. Ať už na vítr nahlížíme jakkoli, v následující kapitole se pokusíme větru přiblížit po stránce teoretické. Zjistíme, jak vzniká a jaké jsou jeho projevy.

1.1 Vítr očima pilota

Nejjednodušší definice větru by mohla být: *pohyb vzduchu vzhledem k zemskému povrchu*. Vítr vane v trojrozměrném prostoru atmosféry, má složku rychlosti i směru a je umístěn do ortogonální (pravoúhlé) souřadnicové soustavy, kterou na zemském povrchu můžeme značit zeměpisnými směry S-J, V-Z a výškově nahoru-dolů. Vztaženo k letounu je to vítr čelní-zadní, boční, vzestupný-sestupný.

1.2 Vítr z pohledu meteorologie

Vítr je jeden ze základních meteorologických prvků. Jedná se vektor, popisující pohyb zvolené částice vzduchu v určitém prostoru a v daném časovém okamžiku. Horizontální složka větru vzniká zejména působením síly tlakového gradientu a Coriolisovy síly. Dále se také uplatňuje odstředivá síla a síla tření [21].

Vertikální složka vektoru větru vzniká především v důsledku pohybu vzduchu v cirkulačních a frontálních systémech, při pohybu vzduchu přes překážky a v konvekci. Protože se lidského života většinou týká horizontální složka vektoru větru, často se o větru pojednává pouze v souvislosti s jeho horizontální složkou.

Význam větru na život na zemi je obrovský. Vítr má rozhodující vliv na distribuci vody v atmosféře, přenáší energii ve formě tepla, hybnosti a dalších fyzikálních vlastností vzduchových hmot. Distribuuje pyly, usnadňuje výpar z vodních hladin a odnímá tělesům (i živočichům) teplo. Ovlivňuje rozložení sněhu a tvorbu námrazy na zemi i za letu. Také působí na všechny objekty v cestě dynamickým tlakem.

1.2.1 Základní rovnice velkoprostorové dynamiky atmosféry

Pro stručný náhled na vítr a jeho výpočetní analýzy si uvedeme nejzákladnější vzorce pro popis pohybu vzduchové částice v synoptickém měřítku.

V dynamické meteorologii na atmosféru pohlížíme jako na tekutinu, u které pomineme vliv molekulární struktury. Uvažujeme, že tlak, teplota, hustota vzduchu mají jednoznačnou hodnotu v kterémkoli místě v atmosféře. Jejich derivace jsou spojitými funkcemi v prostoru a čase a tím pádem jsou základní zákony mechaniky a termodynamiky atmosféry popsány parciálními diferenciálními rovnicemi, kde jsou nezávislé proměnné čas a prostorové souřadnice. Pro neuvěřitelnou komplikovanost komplexních a jednoznačných výpočtů atmosférických dějů je ve výpočtech aplikována řada zjednodušení a ta ve značné míře závisí na měřítku daných jevů [19].

Atmosférické pohyby v zásadě fungují na třech základních zákonech: Zákonu o zachování hybnosti, zachování hmotnosti a zachování energie. V náhledu na meteorologické děje, uvedeném v této kapitole vynecháme zákon zachování energie, který je v meteorologii formulován I. hlavní větou termodynamickou, zkoumající termodynamiku suchého a vlhkého vzduchu.

Pohybová rovnice v relativní souřadnicové soustavě (z-systém)

Při popisování pohybu vzduchu v atmosféře vycházíme z Newtonových zákonů, konkrétně z druhého Newtonova zákona - zákona síly. Ten říká, že silová výslednice je rovna změně hybnosti (v našem případě vzduchové částice) v čase, vztažené k jednotkové hmotnosti. Vzduchovou částicí v našem případě uvažujeme objem vzduchu, který je natolik velký, dále že v něm můžeme zanedbat vlivy molekulární struktury a na druhou stranu natolik malý, aby neobsahoval prostorové změny meteorologických prvků.

Pro výpočet pohybové rovnice uvažujeme vztažení vzduchové částice k absolutní souřadnicové soustavě. Podle [8] působí na vzduchovou částici v absolutní souřadnicové soustavě tři základní síly: gravitační, třecí a síla tlakového gradientu. Gravitační síla směřuje do těžiště Země a její velikost je přímo úměrná hmotnostem Země a vzduchové částice a nepřímo úměrná kvadrátu vzdálenosti částice a zemského těžiště. Síla třecí je indukována molekulární a turbulentní difuzí vzduchu, působí proti směru pohybu vzduchové částice a její velikost je v daném místě přímo úměrná velikosti rychlosti pohybu částice. Nutno podotknout, že síla tření se projevuje zejména do výšky 2 km nad zemským povrchem. Výše ji zpravidla zanedbáváme. Síla tlakového gradientu působí kolmo k izobarickým plochám¹ do míst s nižším tlakem a její velikost je úměrná gradientu tlakového pole² [19].

V praxi se meteorologická měření provádějí většinou vztažně k určitému území, proto je výhodnější vyjádřit zmíněný druhý Newtonův zákon k relativní souřadnicové soustavě. Ta je vztažena pevně k rotující Zemi. V takovém případě volíme souřadnicový systém tak, aby osa x směřovala na východ, y na sever a z vzhůru, kolmo k horizontální rovině proložené počátkem. Pokud souřadnici z ztotožníme s výškou nad Zemským povrchem, hovoříme o tzv. *z-systému*. K silám gravitační, tlakového gradientu a třecí se zde v závislosti na rotaci Země přidávají ještě síly odstředivá a Coriolisova.

¹ Izobarická plocha: Plocha konstantního tlaku vzduchu. Díky těmto plochám je možné si představit prostorovou strukturu tlakových útvarů [21].

² Gradient tlakový: vektor, který je daný složkami $\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z}$, p je atmosférický tlak a x, y, z značí osy souřadnicového systému. Tlakový gradient směřuje kolmo k izobarickým plochám a vyjadřuje změnu tlaku na jednotkovou vzdálenost ve směru, ve kterém působí nejméně [21].

Pohybová rovnice vztažená k relativní souřadnicové soustavě vypadá následovně:

$$\frac{dV}{dt} = -2\Omega xV - \frac{\nabla p}{\rho} + g + F_t \quad (1.1)$$

V – časová změna vektoru rychlosti, resp. hybnosti [$kg \cdot m \cdot s^{-1}$]

t – čas [s]

Ω – úhlová rychlost rotace Země [s^{-1}]

∇ - operátor 3-dimenziálního gradientu v z-systému

p – tlak vzduchu [Pa]

ρ - hustota vzduchu [$kg \cdot m^{-3}$]

g – tíhové zrychlení [$m \cdot s^{-2}$]

F_t – třecí síla [N]

Když tento vztah zjednodušíme zanedbáním třecí síly (odpovídá pohybu vzduchové částice ve volné atmosféře nad mezní vrstvou). Rovnici (1.1) následně rozepíšeme pro jednotlivé skalární veličiny vektoru rychlosti $V = (u, v, w)$ a získáme následující trojici vztahů:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} - 2w\Omega \cos \varphi + 2v\Omega \sin \varphi \quad (1.2)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy} - 2u\Omega \sin \varphi \quad (1.3)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g + 2u\Omega \cos \varphi \quad (1.4)$$

φ - zeměpisná šířka [$^{\circ}, ', ''$]

Z uvedených rovnic je vidno, že vektor tíhového zrychlení působí pouze v ose z .

Hydrostatická aproximace

Při uvažování pohybů v synoptickém měřítku, ve středních zeměpisných šířkách jsou síly vertikálního tlakového gradientu a tíhová v rovnici (1.4) řádově srovnatelné, kdežto velikost Coriolisovy síly je o čtyři řády menší a proto ji v následujícím uvažování zanedbáme. Rozměrová analýza vertikální složky pohybové rovnice vzduchové částice je přibližně v aerostatické rovnováze, tj. síla tíhová je kompenzována silou vertikálního tlakového gradientu. [19]. Tím pádem můžeme zanedbat vertikální zrychlení vzduchové částice a (1.4) přepíšeme do tvaru

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} = -g. \quad (1.5)$$

Tento vztah je platný pouze v případě relativního klidu atmosféry vůči Zemi. Řádové odhady však ukazují, že při běžně pozorovaných horizontálních pohybech synoptického měřítka má vztah (1.5) s chybou 0,1% [19].

Hydrostatická aproximace závislosti tlaku na výšce v reálné atmosféře se běžně využívá v teoretických i praktických výpočtech (přepočty tlaku na hladinu moře). Při uvažování systémů s rozsáhlými vertikálními pohyby se ovšem použít nedá.

Pohybová rovnice se zobecněnou vertikální souřadnicí (p-systém, σ -systém)

Pro některé případy je vhodné výškovou souřadnici v pohybové rovnici nahradit plakem p . Plochy konstantního tlaku nemusí být vždy rovnoběžné s plochami o konstantní výšce, a proto nazýváme je plochami kvazihorizontálními. P-systém se používá při analýzách výškových map, protože výstupy (teplota, vlhkost) z aerologických sond dostáváme přímo pro jednotlivé izobarické hladiny [19].

V dynamické meteorologii je také často používán tzv σ -systém, kde vertikální veličinu nahrazuje veličina σ , pro kterou platí

$$\sigma = \frac{p}{p_s} \quad (1.6)$$

p – tlak v určité výšce

p_s - tlak při Zemském povrchu

Protože je třetí člen na pravé straně rovnice (1.2) o několik řádů menší než zbývající členy, je možné ho zanedbat. Skalární pohybová rovnice pro osu x v z -systému má tedy zjednodušeně tvar

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} + 2v\Omega \sin \varphi \quad (1.7)$$

Vektorový zápis pohybové rovnice horizontálního proudění tak získá tvar

$$\frac{dV}{dt} = -fk_z \times v - \frac{1}{\rho} \nabla_z p \quad (1.8)$$

k_z – jednotkový, vertikálně orientovaný vektor v z -systému

v – vektor horizontální rychlosti ($x, y, 0$)

∇_z - operátor horizontálního gradientu

f – Coriolisův parametr, definován

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (1.9)$$

Pokud platí i zde rovnice hydrostatické rovnováhy, po aproximaci a v p -systému má rovnice tvar:

$$\frac{dV}{dt} = -fk_p \times v - \nabla_p \Phi \quad (1.10)$$

k_p – jednotkový, vertikálně orientovaný vektor v p -systému

∇_p – operátor izobarického gradientu

Φ – geopotenciál³

Geopotenciál je v dané izobarické hladině dán vztahem

³ Geopotenciál – vyjadřuje potenciální energii vzduchové částice o jednotkové hmotnosti v poli zemské tíže za předpokladu, že zanedbáme nepodstatnou závislost velikosti tíhového zrychlení na nadmořské výšce. [19]

$$\Phi(z) = (gz)_p \quad (1.11)$$

Rovnice hydrostatické rovnováhy tak získá tvar

$$\frac{1}{\rho} = -\frac{d\Phi}{dp} \quad (1.12)$$

Geostrofická aproximace

Ve středních zeměpisných šířkách je směr větru úzce spojený s izobarami a jeho rychlost závisí na velikosti horizontálního tlakového gradientu. Když provedeme rozměrovou analýzu skalárních pohybových rovnic (1.2) a (1.3), vyplyne nám, že pro synoptické pohyby ve středních zeměpisných šířkách existuje mezi silami horizontálního tlakového gradientu a silou Coriolisovou rovnováha. Proto můžeme zanedbat horizontální zrychlení vzduchové částice. Taktovou úpravu pohybové rovnice pro horizontální proudění nazýváme geostrofickou aproximací. Při úpravě vzorců (1.8) a (1.10) odstraněním horizontálních složek zrychlení získáme vztahy:

$$0 = -fkxv - \frac{1}{\rho} \nabla_z p \quad (1.13)$$

$$0 = -fkxv - \nabla_p \Phi \quad (1.14)$$

Geostrofická aproximace nám dává jednoduchý diagnostický vztah mezi tlakovým polem a polem horizontálního proudění. Využíváme ho při studiu mimotropických systémů synoptického měřítka. Tedy zejména cyklóny a anticyklóny ve středních zeměpisných šířkách. Cyklónou (tlakovou níží) nazýváme oblast, kde je v z-systému tlak vzduchu, v p-systému geopotenciál nižší než v okolí. U anticyklon neboli tlakových výší je tomu naopak. Centra těchto útvarů jsou ohraničena uzavřenými izobarami, nebo tzv. izohypsami absolutní topografie. Rovnoměrné přímočaré horizontální proudění s nulovým normálním i tečným zrychlením, definované rovnicemi (1.13) a (1.14) nazýváme geostrofickým větrem a značíme v_g [19]. Zápis do rovnice pro z-systém potom vpadá následovně:

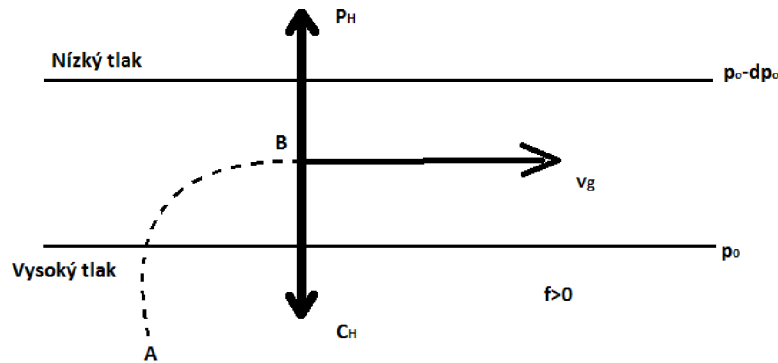
$$v_g = kx \frac{1}{\rho_f} \nabla_z p \quad (1.15)$$

$$v_g = kx \frac{1}{f} \nabla_p \Phi \quad (1.16)$$

Geostrofický vítr proudí v horizontálních hladinách podél izobar a v izobarických hladinách podél izohyps absolutní topografie. Pokud se postavíme čelem po směru proudění, oblast s nižším tlakem bude ležet na severní polokouli nalevo a oblast s vyšším tlakem napravo od vektoru rychlosti proudění. Na jižní polokouli je tomu naopak.

Grafické znázornění geostrofické aproximace je dobře viditelné na obrázku (1.1). Předpokládáme v něm geostrofickou rovnováhu na severní polokouli, kde je Coriolisův parametr $f > 0$. Vzduchová částice se nejprve vyskytuje v bodě A. Začne se pohybovat působením síly horizontálního tlakového gradientu kolmo na izobary až do míst s nižším tlakem vzduchu. Na částici zároveň působí Coriolisova síla, která jí směřuje vpravo vzhledem k síle tlakového gradientu. V bodě B dochází k vyrovnání obou sil a částice se dál pohybuje podél izobar rovnoměrně přímočarým pohybem jako geostrofický vítr. Rozměrová analýza pro střední zeměpisné šířky udává, že se velikost rychlosti horizontálního proudění

v systémech synoptického měřítka od velikosti rychlosti geostrofického větru liší zhruba jen o 10-15% [8].



Obr. 1.1 Rovnováha sil tlakového gradientu P_H a Coriolisovy síly C_H [autor]

Ageostrofické proudění

Pokud by veškeré proudění v atmosféře bylo čistě geostrofické, došlo by k dynamické rovnováze, ve které by bez vnějšího impulsu nedocházelo ke změnám pole proudění včetně změn v polích tlaku a teploty. Všechny pohyby v atmosféře jsou dány faktem, že existuje nenulový rozdíl mezi skutečným prouděním $V=(u,v,w)$ a geostrofickým větrem $v_g = (u_g, v_g, 0)$. Tento rozdíl nazýváme ageostrofickým prouděním $V_a = (u_a, v_a, w)$ a tedy

$$V_a = V - v_g \quad (1.17)$$

Pokud vycházíme z předchozích vztahů a uvažujeme pouze horizontální proudění, je zřejmé, že vertikální složka ageostrofického proudění bude nulová. V p-systému bude mít výpočet ageostrofického proudění tvar

$$v_a = \frac{1}{f} k \times \frac{dv}{dt} \quad (1.18)$$

Při výpočtu (1.18) vyplyne, že vektor ageostrofického proudění na severní polokouli směřuje kolmo doleva (na jižní kolmo doprava) vzhledem k vektoru zrychlení pohybující se vzduchové částice.

Ageostrofické proudění má zásadní vliv na dynamiku dějů v atmosféře, přestože dosahuje řádově menších rychlostí, než proudění geostrofické. Ageostrofické proudění má také zásadní vliv na formování oblačnosti a srážkových útvarů v cyklonách, a také na jejich koncentraci v blízkosti atmosférických front. Podrobněji o ageostrofickém proudění publikují p. Pechala a p. Bednář v [18].

Termální vítr

Zmíníme i vítr termální, jelikož existuje přímý vztah mezi teplotním polem a polem proudění. Za předpokladu hydrostatické a geostrofické rovnováhy tento vztah vyjadřuje tzv. rovnice termálního větru. Té se využívá jak při diagnostických výpočtech, jako je například popis tlakových útvarů synoptických měřítek, tak při praktických výpočtech, například při zpracování aerologických údajů. Za uvažování geostrofické a hydrostatické aproximace

můžeme upravit stavovou rovnicí ideálního plynu do následujícího tvaru, který vyjadřuje vertikální stříh geostrofického větru v p-systému.

$$-\frac{dv_g}{dp} = \frac{R}{f\rho} k \times \nabla_p T \quad (1.19)$$

R – měrná plynová konstanta

T – teplota

Z rovnice (1.19) plyne, že pokud je nenulový horizontální gradient teploty, je zároveň přítomen nenulový vertikální stříh geostrofického větru. To znamená, že geostrofický vítr v zemské atmosféře mění svůj směr a velikost s výškou. Je to tedy vyjádření pro vertikální stříh geostrofického větru v p-systému.

Termální vítr v_T je vektorový rozdíl rychlosti větru v dané izobarické hladině p_1 a rychlosti větru ve výše položené hladině p_2 . Tedy

$$v_T = v_{g2} - v_{g1} \quad (1.20)$$

Po integraci (1.19) p_1 do p_2 a dosazením do (1.20) podle [8] a za použití integrované rovnice hydrostatické rovnováhy dostaneme vztah

$$v_T = \frac{g}{f} k \times \nabla_p Z_T = \frac{R}{f} k \times \nabla_p \bar{T} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right). \quad (1.21)$$

Z_T - tloušťka vrstvy mezi hladinami p_1 a p_2

\bar{T} – průměrná teplota vzduchu ve vrstvě mezi hladinami p_1 a p_2

Termální geostrofický vítr vane na severní polokouli podél izohyps⁴ relativní topografie Z_T .

Termální vítr ovlivňuje stáčení (stříh) geostrofického větru s výškou ve vrstvě vzduchu vymezené dvěma izobarickými hladinami a teplotní advekcí.

Rovnice kontinuity

Rovnice kontinuity se v dynamické meteorologii používá pro vyjádření zákona o zachování hmotnosti. V z-systému má tvar

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -\nabla V \quad (1.22)$$

Dochází-li ke konvergenci proudění, je hodnota pravé strany rovnice (1.22) kladná, objem částice se zmenšuje a její hustota narůstá. Pokud ovšem dochází k vytékání z libovolného diferenciálního objemu vzduchu neboli divergenci, je hodnota pravé strany této rovnice záporná, hustota částice klesá a její objem roste. Když rovnici kontinuity

⁴ Relativní izohypsa: V meteorologii čára, spojující místa se stejnou vertikální vzdáleností dvou izobarických hladin (ploch), tj. místa se stejnou tloušťkou vzduchu mezi izobarickými hladinami vyjádřenou v geopotenciálních metrech [21].

upravíme podle Eulerova zákona, dostaneme rovnici kontinuity, která se užívá v běžné praxi více:

$$\frac{d\rho}{dt} = -\nabla(\rho\nabla) \quad (1.23)$$

Podle [8] z rozměrové analýzy (1.23) pro pohyby synoptického měřítka vyplývá

$$\nabla(\rho_0 V) \approx 0 \quad (1.24)$$

ρ_0 - rovnovážná hodnota hustoty v hydrostatické rovnováze s horizontálně průměrovaným tlakem vzduchu, závisící pouze na výšce nad zemí

(1.24) je vhodné používat při popisu chování konvenčních bouří, kde je třeba brát v potaz stlačitelnost vzduchu, kdežto pro čistě horizontální pohyby můžeme (1.22) upravit diagnostickou aproximací, po které nám zůstane jednoduchý vztah

$$\nabla V = 0 \quad (1.25)$$

Pro zjednodušení lze rovnici kontinuity opět převést do p-systému

$$\nabla_p V + \frac{d\omega}{dp} = 0 \quad (1.26)$$

$\omega \equiv \frac{dp}{dt}$ - zobecněná vertikální rychlost

Rovnice pohybová (1.1) a rovnice kontinuity (1.25) jsou ve fyzice atmosféry součástí soustavy rovnic popisujících dynamické a termodynamické rozložení veličin, ovlivňujících nejen pole proudění, teploty a tlaku, ale také rozložení vody ve všech fázích. Pokud známe několik dodatečných podmínek, můžeme tyto rovnice použít pro modelování a studii atmosféry i oblaků.

1.3 Vznik větru

Jak jsme nastínili na předchozích řádcích, vítr jako proudění vzduchu je způsoben zejména rozdíly tlaků vzduchových hmot a rotací zemského povrchu. Na vzniku větru, nad zemským povrchem a v mezní vrstvě atmosféry⁵ se výrazně podílí třecí síly. Ty dělíme dvojnásobně na tření vnější a tření vnitřní.

Nejvýraznější vliv na vítr v mezní vrstvě atmosféry má tření vnější. Dochází k němu přímým kontaktem nejspodnějších vrstev vzduchové hmoty se zemským povrchem, který třený vzduch zbrzdí. Naopak ke tření vnitřnímu dochází uvnitř vzduchové hmoty a dále ho dělíme na tření molekulární a tření virtuální. Tření molekulární je vyrovnávání rychlostí proudění dvou sousedících vrstev přechodem molekul z jedné vrstvy do druhé. Třením

⁵ **Mezní vrstva atmosféry** - Obecně vrstva atmosféry, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Pokud mezní vrstvu atmosféry posuzujeme z hlediska proudění, uvažujeme ji jako vrstvu, ve které se projevuje tření proudícího vzduchu o zemský povrch, mluvíme o vrstvě tření. Mezní vrstva atmosféry dosahuje od zemského povrchu do výše několik stovek metrů až přibližně 2 km. Výška její horní hranice roste s drsností povrchu, s rychlostí větru a vzrůstající instabilitou teplotního zvrstvení ovzduší. [21]

virtuálním rozumíme promíchávání vrstev vzduchu větším množstvím vzduchu, proudícího vertikálně.

1.3.1 Primární cirkulace atmosféry

Popisuje pohyby vzduchových hmot v planetárním měřítku. Ovlivňuje ji šířkové rozdělení Země, poloha pevnin a oceánů a také zemská rotace. Na cirkulaci primární navazují cirkulace menších měřítek a to cirkulace sekundární a cirkulace terciální. Nutno podotknout, že se všechny tři druhy cirkulace v reálném čase prolínají, tj. v dané oblasti vždy vanou větry globální, cyklonální či anticyklonální i místní.

Vlivem nerovnoměrného ohřívání Zemského povrchu slunečním zářením předává zemský povrch naakumulované teplo okolnímu vzduchu nerovnoměrně. V důsledku náklonu Země vůči Slunci se nejvíce ohřívá oblast rovníku. Ohřátím klesá hustota vzduchové hmoty a dochází k jejímu výstupnému proudění. Vzniká tak oblast tlakové níže. S narůstající výškou a klesající teplotou okolí se masa teplého vzduchu znovu ochlazuje. S ochlazením narůstá její hustota, až dojde k jejímu „propadání“ zpět, k zemskému povrchu. Celý proces je znázorněn na obr. 1.1. Klesající vzduch uzavírá pomyslnou cirkulační smyčku, tvořící tak Haleyovu buňku. Tím však pohyb vzduchových hmot v globálním měřítku nekončí. Klesající vzduch při svém sestupném pohybu strhává a ochlazuje i vzduch okolní, a dochází ke vzniku další uzavřené cirkulační smyčky – Ferrelovy buňky (buňky středních šířek). Ta cirkuluje díky stejnému principu a zároveň ovlivňuje masy vzduchu umístěné blíže k pólům, čímž dává zrod třetímu, poslednímu cirkulačnímu cyklu, buňce polární.

Do celého primárního cirkulačního procesu výrazným způsobem vstupuje i Coriolisova síla, která vzduch, stejně jako kterýkoli jiný pohybující se předmět na Zemi urychluje ve směru zemské rotace.

Uchylující síla zemské rotace se vypočítá podle vzorce 1.1.

$$C = 2 \cdot m \cdot \omega \cdot \sin \phi \quad [N] \quad (1.1)$$

m - hmotnost vzduchové částice [kg]

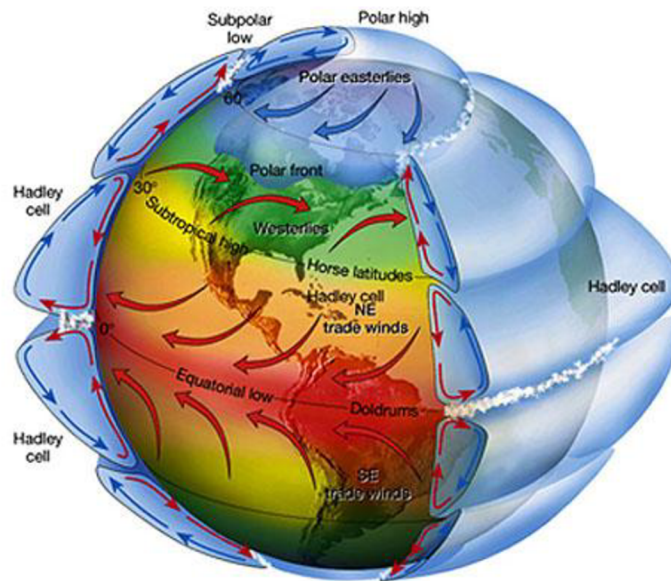
ω - úhlová rychlost zemské rotace [s^{-1}]

v - rychlost vzduchové částice [$m \cdot s^{-1}$]

ϕ - zeměpisná šířka [$^{\circ}$]

Při pohybu o určité rychlosti po libovolně zakřivené dráze působí na každé těleso (včetně vzduchových částic) odstředivá síla spjatá s jeho setrvačností. Odstředivá síla se vypočítá podle následujícího vzorce:

$$O = \frac{m \cdot v^2}{r} [N] \quad (1.2)$$



Obr. 1.1 Globální cirkulace vzduchu [74].

1.3.2 Sekundární cirkulace atmosféry

Mimo globálního měřítka vznikají tlakové změny i v měřítkách menších. K nepravidelnému ohřevu vzduchu dochází vlivem rozdílného albeda různých povrchů a na rozhraní vody a pevniny. Všechny tyto jevy způsobují tlakové rozdíly uvnitř vzduchových hmot. Atmosférický tlak je velmi proměnlivý a nepravidelně se měnící meteorologický prvek, přesto je u něj možné sledovat denní i roční periodická kolísání.

Vyjádřením záporně vzatého podílu změny tlaku vzduchu ke změně vzdálenosti na průmětu normály k izobaře do horizontální roviny, lze získat sílu horizontálního tlakového gradientu [28]:

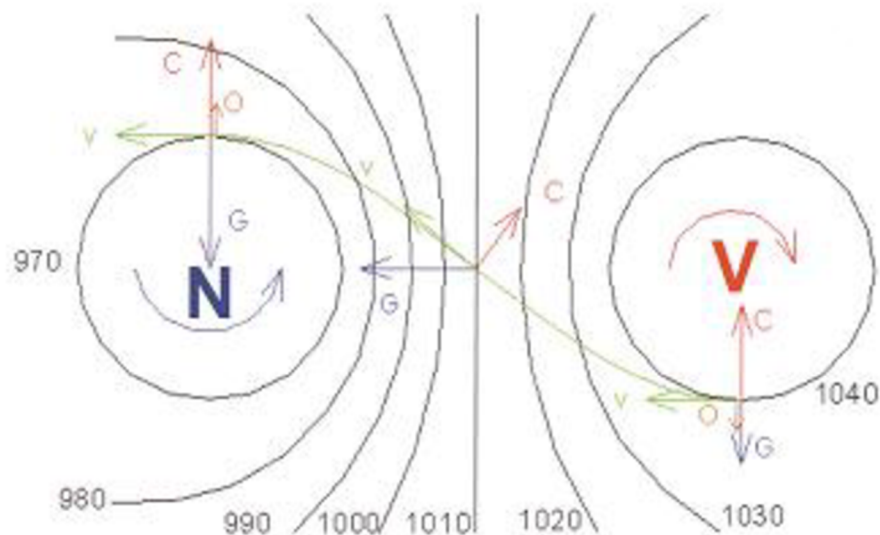
$$G = \frac{\partial p}{\partial n} [\text{Pa}] \quad (1.3)$$

kde:

p - atmosférický tlak [Pa]

n - délka normály k izobaře v horizontální rovině [m]

Při pohybu vzduchové částice reálnou atmosférou, bude její pohyb iniciován horizontálním tlakovým gradientem, tedy silou, která na částici v místě s nenulovým tlakovým gradientem působí. Částice se bude nejdříve pohybovat ve směru tohoto gradientu ve snaze vyrovnat tlak prostředí. Při tomto pohybu však na částici působí urychlující síla zemské rotace, která působí kolmo na směr pohybující se částice. V závislosti na polokouli, na které se částice pohybuje, tato urychlující síla působí vpravo či vlevo od směru pohybu. Po čase bude uchylující síla zemské rotace stejně velká jako síla horizontálního tlakového gradientu, ale opačného směru. Dojde tedy k ustálenému proudění podél izobar. Pokud mají izobary tvar přímek, tento vítr se pak nazývá geostrofický [29].



Obr 1.2 Gradientový vítr mezi cyklonou a anticyklonou [12].

V reálné atmosféře jsou izobary téměř vždy zakřivené, a proto na pohybující se vzduchovou částici téměř vždy působí i síla odstředivá. Na obr. 1.2 je vidět průběh vzdušného proudění mezi tlakovou výší V a tlakovou níží N [29]. Síly na obr. 1.2 značíme následovně:

- G - síla horizontálního tlakového gradientu
- C – Coriolisova síla
- O – odstředivá síla
- v – výsledný vektor pohybu vzduchu

Vítr je tím silnější, čím větší je tlakový rozdíl (gradient). Nejrychleji se tlak mění v tlakové níži, která ho „vysává“. V tlakové výši působí pozvolné sestupné proudy.

1.3.3 Terciální cirkulace atmosféry

Pokud hovoříme o terciální cirkulaci atmosféry (nebo také místní cirkulaci), rozumíme tím lokální systémy větrů, které se vyskytují pouze v dané oblasti. To je dáno fyzickogeografickými podmínkami této oblasti. Místní větry mají výrazný denní chod a v porovnání s větry primární a sekundární cirkulace vanou krátkou dobu

1.4 Vítr v mezní vrstvě atmosféry

Na vzniku větru, zejména mezi zemským povrchem a mezní vrstvou atmosféry⁶ se výrazně podílí třecí síly. Ty dělíme na tření vnější a tření vnitřní.

Nejvýraznější vliv na vítr v mezní vrstvě atmosféry má tření vnější. Dochází k němu přímým kontaktem nejspodnějších vrstev vzduchové hmoty se zemským povrchem, který třený vzduch zbrzdí. Naopak ke tření vnitřnímu dochází uvnitř vzduchové hmoty a dále ho dělíme na tření molekulární a tření virtuální. Tření molekulární je vyrovnávání rychlostí proudění dvou sousedících vrstev přechodem molekul z jedné vrstvy do druhé. Třením virtuálním rozumíme promíchávání vrstev vzduchu větším množstvím vertikálně se pohybujícího vzduchu.

⁶ **Mezní vrstva atmosféry** - Obecně vrstva atmosféry, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Pokud v.a.m. posuzujeme z hlediska proudění, uvažujeme ji jako vrstvu, v níž se mechanicky projevuje tření proudícího vzduchu o zemský povrch, mluvíme o vrstvě tření. Vrstva atmosféry mezní dosahuje od zemského povrchu do výše několik stovek metrů až přibližně 2 km. Výška její horní hranice roste s drsností povrchu, s rychlostí větru a vzrůstající instabilitou teplotního zvrstvení ovzduší [21].

2 STŘIH VĚTRU

Střih větru je v Meteorologickém slovníku výkladovém a terminologickém definován jako prostorová změna vektoru rychlosti proudění připadající na jednotkovou vzdálenost. Je to tedy změna směru či rychlosti proudění v prostoru, nebo obojího zároveň [27].

Sám o sobě je střih větru jev mikrometeorologický, ke kterému dochází na velmi malé ploše. Může však být spojen s jevy odehrávajícími se v mezosynoptickém, nebo synoptickém měřítku, jako jsou čáry húlav, atmosférické fronty. Pozorujeme je také ve spojení s tryskovým prouděním (JTST), nízkohladinovým tryskovým prouděním (LLJ), poblíž pohoří, či na rozhraní mezní vrstvy. Často také provázejí bouřky a s nimi spojené propady studeného vzduchu. Je tedy zřejmé, že je střih větru jevem velmi častým. V letecké dopravě se s ním setkávají letadla ve všech fázích letu.

Prostorové proudění vzduchu ve spodní atmosféře, spojené se střihem větru a turbulencemi se mění z místa na místo podle sezóny a místních meteorologických podmínek.

2.1 Teoretické rozdělení střihu větru

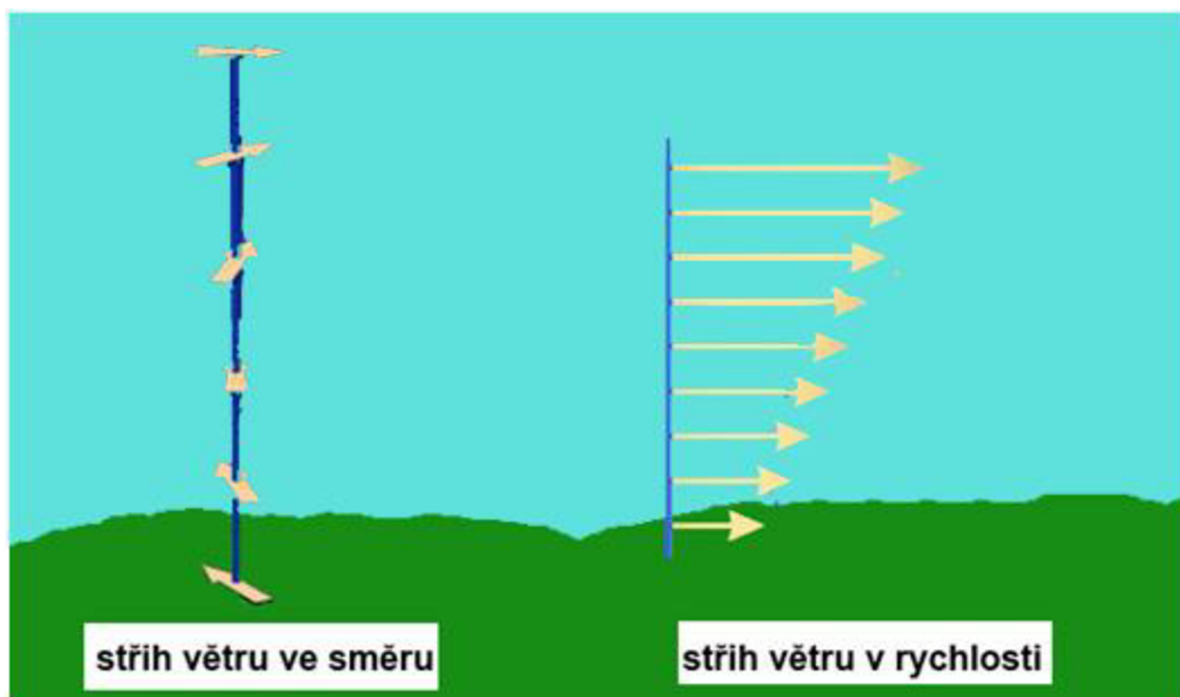
Pro další úvahy můžeme střih větru dělit na horizontální a vertikální nebo na cyklonální a anticyklonální. V zahraniční literatuře je také zmiňováno dělení nízkohladinového střihu větru a to na přechodný a nepřechodný.

2.1.1 Horizontální střih větru

Setkáváme se s ním zejména na frontálních rozhraních, podél pobřeží, ve frontách výškových a v blízkosti JTST. Jde o změnu vektoru větru v horizontální hladině. V porovnání horizontálního a vertikálního střihu větru je horizontální střih zastoupen minimem výskytů. K vertikálnímu střihu dochází sice mnohem častěji a ve větším měřítku, ale zato horizontální střih bývá často přítomen při konvekčních pohybech vzduchu pod a v bouřkové oblačnosti.

2.1.2 Vertikální střih větru

O vertikálním střihu větru hovoříme, pokud dochází ke změně vektoru větru s výškou. Vertikální střih větru je v zahraniční literatuře dále dělen na střih ve směru (directional shear), kdy se s rostoucí výškou mění směr větru. Ke střihu v rychlosti (speed shear) dochází s výškou nárůstem / poklesem rychlosti větru.



Obr. 2.2 Vertikální střih větru [autor].

2.1.3 Cyklonální střih větru

Cyklonální střih větru je horizontální střih větru, který zvětšuje cyklonální vorticitu, tj. podporuje slábnutí anticyklón nebo prohlubování cyklón. Na severní polokouli se při cyklonálním střihu větru rychlost větru zmenšuje zprava doleva, stojíme-li čelem po směru proudění [21].

2.1.4 Anticyklonální střih větru

Je horizontální střih větru, jenž zvětšuje anticyklonální vorticitu, tj. podporuje mohutnění anticyklón a vyplňování cyklón. Naopak od cyklonálního střihu větru se při anticyklonálním střihu rychlost větru zvyšuje zprava doleva, stojíme-li čelem po směru proudění [21].

2.1.5 Nepřechodný nízkohladinový střih větru

Nízkohladinový střih větru je střih, ke kterému dochází relativně nízko nad zemí. V letectví se definuje jako střih větru, ke kterému dochází na dráze finálního přiblížení, nebo podél vzletové a přistávací dráhy a podél dráhy vzletu.

Nepřechodným střihem větru je myšlen střih větru, který zasahuje poměrně velké oblasti, má dlouhé trvání, nebo je kombinací obojího. Jde o vlnové proudění, střih větru na frontálním rozhraní, střih větru v teplotní inverzi atd.

2.1.6 Přechodný nízkohladinový střih větru

Přechodné střih větru je dosahuje malých rozměrů, trvá krátce (i v řádu jednotek minut), rychle se pohybuje a dosahuje vyšších intenzit, než nepřechodný střih větru. Často se pojí s konvektivní oblačností, zejména s bouřkami.

2.2 Střih větru v letectví

Střih větru lidské bytí ovlivňuje v mnoha rovinách. Zejména ho známe jako jev nebezpečný, který svých nejhroživějších podob nabývá ve spojení s bouřkami.

Významný meteorologický jev je zejména pro letectví. Z letecké praxe známe mnoho případů, kdy vertikální střih větru způsobil pád letadla, často s katastrofickými následky. Letecká meteorologická služba je proto povinna vydávat výstrahu při překročení určitých hodnot, daných dokumentem ICAO doc 9817, který bude podrobněji zmíněn v kap. 4 a 5.

Střih větru je pro leteckou dopravu neustálá, nikdy nekončící komplikace. Meteorologická cirkulace, nebo její terénem vyvolané změny mohou příležitostně způsobit velké a rapidně se měnící variace v rychlostech a směrech proudění vzduchu na malé ploše. Tyto změny samozřejmě mění proudy vzduchu obklopující letadla. Zejména ovlivňují proudění kolem křidel a ostatních vztlakových, či řídicích ploch. Tyto změny mohou ovlivňovat dráhu letu a zhoršují říditelnost. Změny větru v malém prostoru tedy působí pro letectví vážnou hrozbu, zejména, nastanou-li ve výškách do několika stovek stop nad zemí, zejména ve fázích vzletu a přistání, kdy je letadlo nejzranitelnější. Pro předcházení, nebo alespoň minimalizování nežádoucích vlivů střihu větru na leteckou přepravu je třeba porozumět vzniku tohoto jevu, jeho průběhu i rizikům. Rovněž je nezbytné vědět, jak střih detekovat, měřit a předpovídat a najít cesty pro efektivní sdělování těchto informací mezi řídicími a posádkami letounů. Vítr se mění nejen v prostoru, ale také v čase.

Jako nebezpečný meteorologický jev je střih větru v posledních letech sledován i v souvislosti s větrnou energetikou.

3 METEOROLOGICKÉ JEVY A PODMÍNKY ZPŮSOBUJÍCÍ STŘIH VĚTRU

Ke stříhu větru dochází mnoha způsoby. Dochází k němu rozdílem rychlostí větru ve volné atmosféře, nebo může být přidružen k dalším jevům. To vše zahrnuje širokou škálu podmínek, které musí být splněny, aby mohl stříh větru nastat.

3.1 Stříh větru v mezní vrstvě atmosféry

Přestože je stříh větru v atmosféře přítomen i bez zjevných příčin, za normálních okolností nedosahuje hodnot nebezpečných pro letadla. Nejvíce výrazný je stříh větru ve výškách do 600 m (2000 ft) nad zemským povrchem, kde třecí odpor mění rychlost a směr větru s výškou. Tato vrstva je nazývána vrstvou tření⁷, která je zahraniční literaturou často dělena do dvou následujících podvrstev:

- Přízemní mezní vrstva, sahající od zemského povrchu do výšky přibližně 100 m (330ft), kde je pohyb vzduchu ovlivňován především třením vzduchu o zemský povrch.
- Vrstva Ekmanova, sahající od 100 m do výšky 600-2000 m, ve které vliv tření, přestože stále značný, slábne s narůstající výškou. S výškou zde naopak sílí vliv Coriolisovy síly a síly horizontálního tlakového gradientu.

Ve vrstvě tření inklinuje rychlost větru k růstu s narůstající výškou nad povrchem s největší změnou nastávající v blízkosti země v povrchové mezní vrstvě. Směr větru zůstává stejný v celé vrstvě tření, ale v průběhu Ekmanovou vrstvou se stáčí zpět. Stříh větru v mezní vrstvě se v zahraniční literatuře nazývá low-level wind shear (LLWS).

„Přízemní“ mezní vrstva

V nejnižší vrstvě atmosféry (< 100 m) je směr větru přibližně stejný a jeho rychlost stoupá s výškou. Přestože zanedbáme nerovnoměrnosti povrchu a jimi způsobené turbulentní chování přízemního větru, je derivace vztahu rychlosti a výšky v přízemní mezní vrstvě obtížná. Jde o speciální případ neutrální stability (ani stabilní ani nestabilní), ve kterém je aktuální teplotní gradient v nenasyceném vzduchu předpokládán roven suchoadiabatickému teplotnímu gradientu, a v nasyceném vzduchu naopak rovna teplotnímu gradientu nasyceně adiabatickému. Vhodné podmínky v přízemní mezní vrstvě jsou zaručeny tehdy, je-li vítr dostatečně silný, aby zajistil turbulentní promíchávání vzduchu.

V případě neutrální stability v přízemní mezní vrstvě se dá změna rychlosti větru s výškou přibližně spočítat z následující rovnice.

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.1)$$

u – rychlost větru ve výšce z [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]

u_* - „rychlost tření“ nebo také rychlost stříhu (r.t. z anglického *friction velocity*)

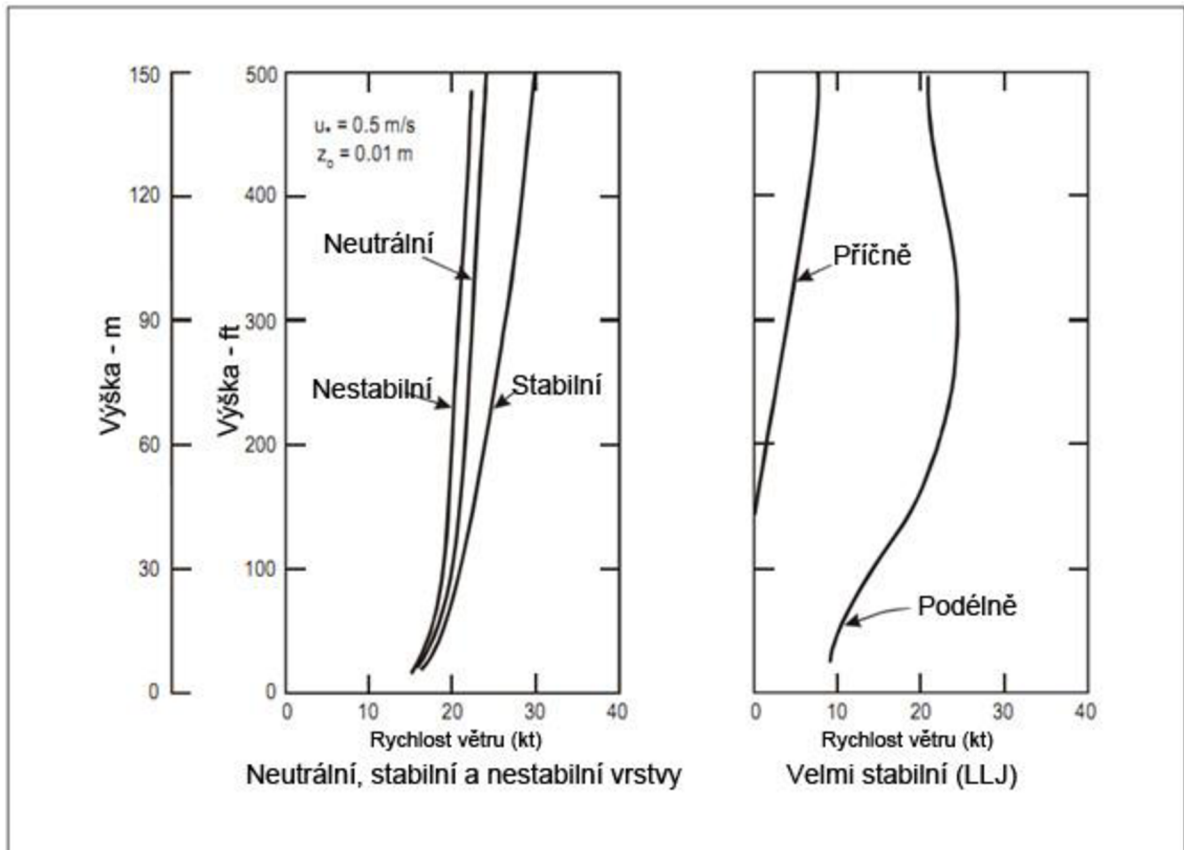
⁷ Vrstva tření: vrstva ovzduší, ve které se ezprostředně projevuje vliv tření o zem. Její tloušťka se pohybuje mezi 500 a 2000 m nad zemí [21].

k – von Karmánova konstanta ($k \cong 0,38$)

z_0 – délka drsnosti (z ang. roughness length), která závisí na drsnosti uvažovaného povrchu

Tato rovnice je známa také pod názvem Prandtlova rovnice a udává nám obecně známý logaritmický profil rychlosti větru.

Při mírném větru, či dokonce bezvětří s výraznou přízemní inverzí se neutrálně stabilní vrstva neutvoří a tak se rovnice (3.1) nedá použít. V případech, kdy je přízemní mezní vrstva nestabilní, bude stříh větru menší než předpovídaný v (3.1) a naopak, viz obr 3.1.



Obr. 3.1 Logaritmické profily větru [10].

Extrémní případ stabilních podmínek, který může zahrnout celou vrstvu tření, nastává, pokud je stabilita vrstvy tak výrazná (například kvůli nočnímu zformování silné nízké radiační inverze), že turbulentní promíchávání a přenos momentu z proudění velkého měřítka nad vrstvou inverze ustává.

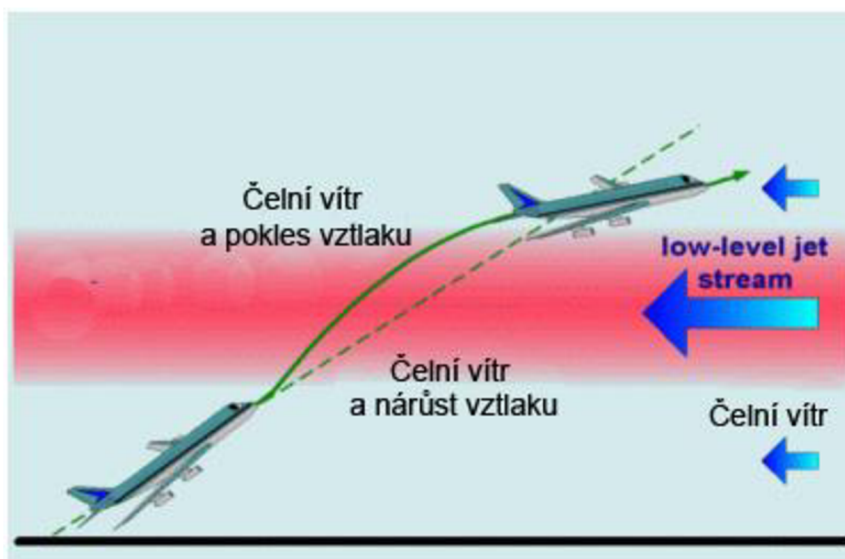
3.1.1 Střih větru v mezní vrstvě atmosféry při teplotní inverzi

Za bezmračné noci a bezvětří může dojít ke zmíněné radiační inverzi⁸, která se utváří v blízkosti země. Radiační inverze způsobí snížení rychlosti větru, někdy až do úplného bezvětří. Jak je vítr nad vrstvou inverze „odříznut“ od zpomalujících třecích účinků zemského povrchu, dochází nad vrstvou inverze ke vzniku maxima rychlosti větru. Změna vektoru rychlosti větru tak může dosahovat i 90° změnu směru a změnu rychlosti dosahujících 40 uzlů ($75 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$).

V případě, že je vítr nad vrstvou inverze při těchto podmínkách usměrněn například mírným pohořím, je proudící vzduch stlačen do užšího proudu, kde maximum rychlosti může přesahovat rychlost $120 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. V takovém případě hovoříme o nízkohladinovém tryskovém proudění, neboli low level jet streamu (LLJ). To bývá, je-li způsobeno teplotní inverzí, nejsilnější před svítáním [21].

3.1.2 Střih větru při nízkohladinovém tryskovém proudění

K nízkohladinovému tryskovému proudění dochází ve spodních vrstvách troposféry, nejčastěji v horní části mezní vrstvy troposféry. Je to výrazné zesílení horizontálního proudu vzduchu, které se projevuje lokálním maximem ve vertikálním profilu větru, ale zpravidla neodpovídá obecně uznávané definici WMO pro tryskové proudění. Obvykle souvisí s výškovými inverzemi teploty vzduchu, kdy hladina maximální rychlosti větru bývá blízko horní hranice inverze.



Obr. 3.2 Průlet letadla LLJ [10].

⁸ **Radiační inverze teploty vzduchu** – teplotní inverze vznikající jako důsledek vyzařování tepla ze zemského povrchu, z povrchu sněhu a ledu, z horní vrstvy oblaků apod. Nejčastěji jsou přízemní radiační inverze. Méně často vznikají radiační inverze při vyzařování oblačné, nebo velmi vlhké, popřípadě znečištěné vrstvy vzduchu ve volné atmosféře, kdy se inverze vytváří nad touto vrstvou jako radiační inverze výšková [21].

Na obr 3.2 je vidět znázornění průletu letadla po vzletu oblastí s LLJ. Pilot při průletu LLJ může cítit náhlý nárůst vztlaku a pozorovat zvýšení stoupavosti letadla z důvodu silnějšího čelního větru, které pomine okamžitě po vylétnutí z low level jetu. Takováto situace střihu větru spojeného s LLJ je typická pro letiště v čínském Hongkongu. Nutno podotknout, že obdobná situace může nastat i s prudkým větrem zádovým. V takovém případě jde o situaci potenciálně nebezpečnou, hrozící ztrátou vztlaku a výšky. Piloti jsou povinni se před letem pečlivě informovat o všech meteorologických podmínkách, včetně specifických meteorologických jevů v dané oblasti a následující let těmito podmínkám náležitě přizpůsobit.

Ekmanova vrstva

Nad přízemní mezní vrstvou, cca od 100 m (330 ft) do 600 m (2000 ft) rapidně klesá vliv tření zemského povrchu na spodní vrstvy atmosféry. Jak již bylo zmíněno v kap. 1, zároveň s rostoucí výškou roste i vliv tlakového gradientu a Coriolisovy síly. Stejně jako u přízemní mezní vrstvy, i v Ekmanově vrstvě roste rychlost větru s výškou. Směr větru se ovšem výrazně stáčí. První matematické vysvětlení tohoto jevu podal W. F. Ekman a vztaženo na atmosféru je uvedeno v následujících dvou matematických vzorcích

$$u = V_g - V_g \sqrt{2 \sin a e^{-Bz} \cos(Bz + \frac{\pi}{4} - a)} \quad (3.2)$$

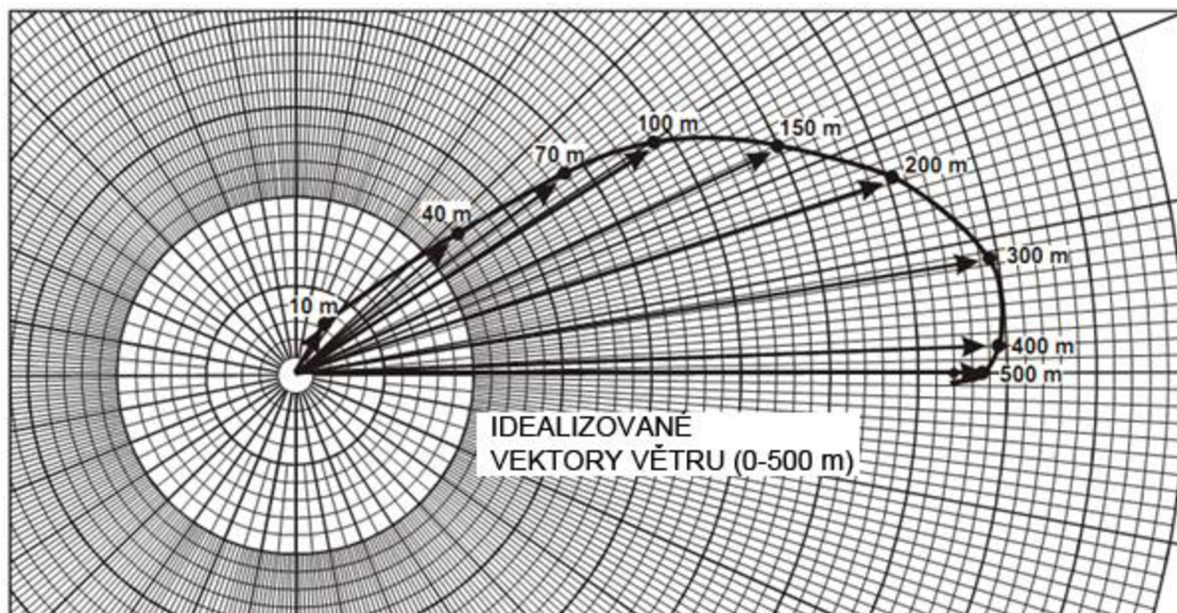
$$v = V_g \sqrt{2 \sin a e^{-Bz} \cos(Bz + \frac{\pi}{4} - a)} \quad (3.3)$$

u a v - horizontální složky vektoru větru ve výšce z

V_g - geostrofický vítr

a - úhel mezi směrem větru naměřeným anemometrem a směrem větru geostrofického

B - konstanta zahrnující viskozitu a Coriolisův parametr



Obr. 3. 3 Ekmanova spirála [10].

V Ekmanově vrstvě je rovnováha všech třech zmíněných sil udržena napříč celou její tloušťkou. V nejspodnějších hladinách jsou si síly řádově rovné a vítr zde vane napříč

izobarami z oblasti vyššího tlaku k nižšímu. Jak se zmenšuje vliv tření, úhel vektoru větru vůči izobarám klesá exponenciálně s výškou až do výšky, kde je vliv tření na proudící vzduch zanedbatelný. V této výšce nastává rovnováha mezi silami tlakového gradientu a Coriolisovou. Vítr začíná vát po směru izobar. Tuto výšku zahraniční literatura nazývá výškou geostrofického větru. Na rozhraní zemského povrchu a atmosféry svírá směrová složka větru vůči izobarám úhel maximálně 45°. Stáčení větru nastává vždy na severní i jižní hemisféře, ale těžko k němu dochází v rovníkových oblastech, kde je horizontální složka Coriolisovy síly rovna nule. Vítr tady tak může vát doslova kterýmkoli směrem [10].

Kombinací logaritmického a Ekmanova profilu větru můžeme nahlédnout na nejzákladnější z druhů stříhu větru, k jehož vzniku není zapotřebí žádného významného meteorologického jevu. Setkat se s ním můžeme napříč celou mezní vrstvou.

Poznatků o tomto „normálním“ stříhu větru se v letecké praxi hojně využívá, i přestože není zdaleka tak nebezpečný, jako jiné případy stříhu. Zejména služby ATC se stříhem větru zabývají pro maximální zefektivnění navigace v blízkosti letišť. Například na letišti JFK lepší zohlednění normálního stříhu větru přineslo úsporu přes 27 mil. USD [10].

Pro úplnost ještě uvedeme vzorec pro výpočet modelu profilu větru pro jiné, než neutrálně stabilní podmínky.

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^\gamma \quad (3.4)$$

u, u_1 - rychlosti větru ve výškách z, z_1

γ – parametr závisející na stabilitě, drsnosti povrchu a výšce s rozměrem od 0 do 1, určeným empiricky [10].

3.2 Stříh větru v závislosti na terénu

K tomuto jevu dochází v blízkosti povrchů s rozdílným albedem, na svazích, v údolích, v blízkosti vodních ploch, nebo vane-li silný vítr přes rozměrné překážky.

3.2.1 Stříh větru kolem překážek

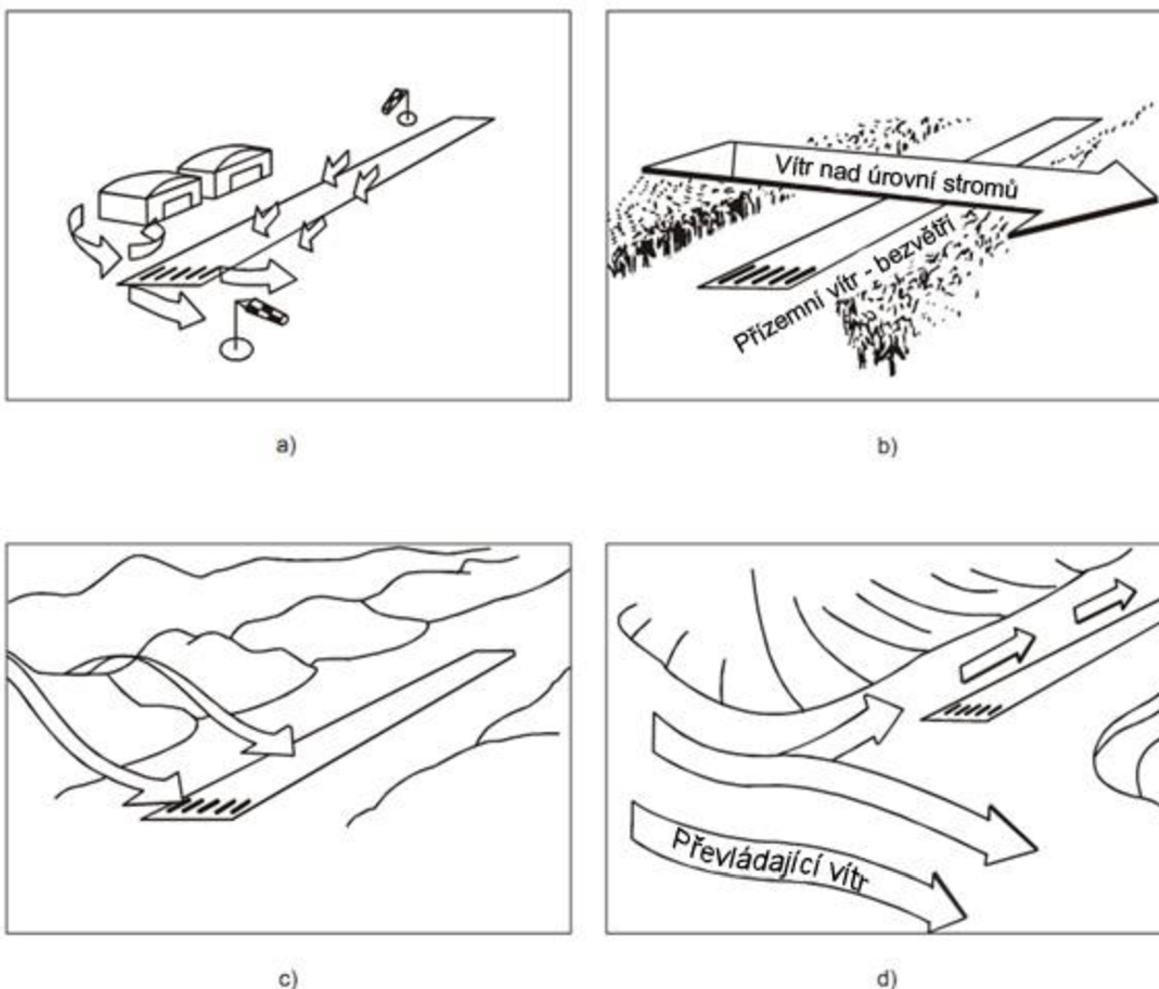
Kombinace silného přízemního větru a překážek, umístěných na návětrné straně, ve správné výšce a na správném místě, může vytvořit lokální stříh větru malého rozměru. Tento stříh větru bývá spojen s turbulencí v bezoblačném prostoru (CAT – clear air turbulence). Velikost vlivu překážek na vanoucí vítr silně závisí na rychlosti větru a jeho relativní poloze vůči překážce. V případě, že je zvířený prostor za překážkou protínán dráhou letících, nebo pojíždějících letadel, bude tento lokální stříh větru ovlivňovat pohyb, komfort, či bezpečnost letadla.

Kupodivu nejčastěji se se stříhem větru setkáváme na menších letištích. To je způsobeno relativně velkými budovami v těsné blízkosti přistávací dráhy. Přestože je výška letištních budov přesně definována vzhledem k jejich vzdálenosti od pásu dráhy, problémem bývá jejich šířka, nebo spíše shlukování budov do vzájemné blízkosti pro mnohé výhody, které z provozních důvodů toto uspořádání má. Takže přestože jsou hangáry, nádrže atd. relativně nízké, tvoří pevnou a širokou bariéru pro přízemní vítr. Vítr se obtékáním překážek stává turbulentní, viz obr. 3.4 a).

Tento druh horizontálního stříhu větru zasahuje velmi malý prostor a je svou rychlostí nevýrazný. Přesto může menším letadlům činit potíže. Ve velmi vzácných případech způsobil stříh větru tohoto typu komplikace i větším dopravním letounům [10].

Existují také letiště, která jsou umístěná mezi pásy stromů, nebo dokonce „uprostřed lesa“ takže je dráha doslova v tunelu okolních stromů. Jen v malém počtu případů působí okolní les jako překážka tvořící víry, jak tomu bylo v předchozím případě. Spíše často dochází k situacím, kdy je přízemní vítr v závětrí „tunelu“ v klidu, přestože nad vrcholky stromů dosahuje značných rychlostí. Pro znázornění slouží obr. 3.4 b).

V obecném zájmu jsou letiště, které byly z nutnosti postaveny v údolích nízkých hor, nebo po jejich úpatí. Rozměr překážky, kterou kopce představují, může ovlivňovat přízemní proud vzduchu nad poměrně rozsáhlým územím. Někdy je pohoří natolik nízké, že neodvrací proudící vzduch do výše. Ten jej naopak „obtéká“. V takovém případě je vítr na závětrné straně pohoří tlačěn dolů a tak se tvoří sestupné proudy vzduchu, které v případě, že zasáhnou letiště, mohou způsobovat komplikace letadlům na vzletu a při přistání (obr. 3.4 c)).



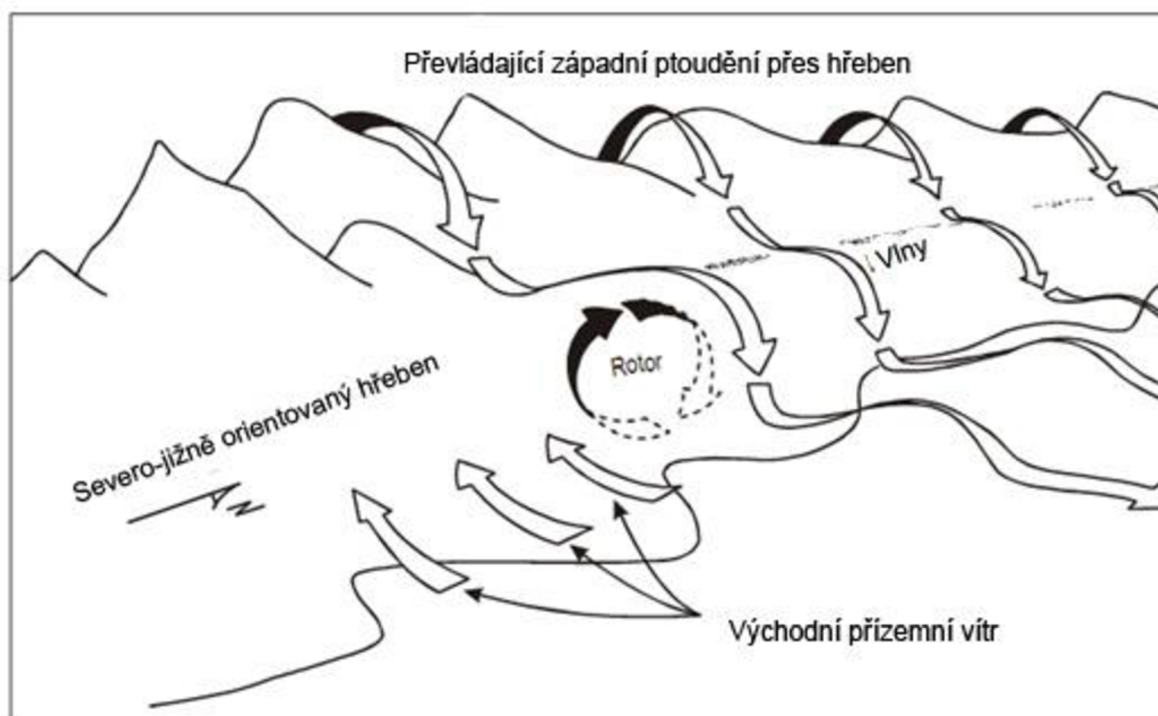
Obr. 3. 4 Stříh větru kolem překážek [10].

Když k výše zmíněnému proudění vzduchu přes terénní překážky, jako jsou hory a pohoří, přidáme splnění několika dalších podmínek, vznikne proudění ve tvaru vln (ang. lee waves). Při něm dochází k tvorbě několika stojatých vln v proudu rychlého, stabilního vzduchu na závětrné straně pohoří. Specifická pohoří, jako jsou například Skalnaté hory ve Spojených státech, mající velice příkrou závětrnou stranu mohou za vhodných podmínek tvořit velmi výrazné vlnové proudění.

Obecně je pro vznik vlnového proudění nutné, aby byly splněny následující meteorologické podmínky:

- Stabilní vrstva vzduchu mezi dvěma méně stabilními vrstvami (jedna u země a druhá nad stabilní vrstvou)
- Vitr překračující rychlost 10 m.s^{-1} , vanoucí pod úhlem 30° ke kolmici na pohoří
- Malý, nebo žádný stříh větru na rozhraní stabilní mezní vrstvy a
- Rozdílný tlak vzduchu na návětrné a závětrné straně pohoří

Pokud má vzniklé vlnové proudění dostatečnou amplitudu, může se pod spodní stranou vln tvořit rotor, či vírové proudění. V extrémních případech může rotor zasáhnout povrch a změnit převládající vítr na povrchu v oblasti svého působení. Byly zaznamenány případy, kdy v takovéto situaci došlo k tvorbě gust fronty, jejíž rychlost přesahovala 200 km.h^{-1} [10]. Ani dnes nejsme schopni porozumět všem faktorům, které v obdobných situacích spolupracují na tvorbě takto extrémních větrů. Pokud je proudící vzduch dostatečně vlhký, tvoří se v horní části rotoru turbulentní rotorový oblak. Popsané stacionární vlnové proudy obsahují silné sestupné proudy v blízkosti závětrné strany pohoří a také slabší sestupné proudy v druhých i třetích vlnách od pohoří.



Obr. 3. 5 Proudění ve tvaru vln [10].

3.2.2 Katabatické, anabatické větry

Ke stříhu větru nemusí docházet pouze za přítomnosti markantních terénních překážek. Někdy se samotný vítr, je-li dostatečně silný, stává v těsné blízkosti země turbulentní. To změní přenos hybnosti napříč vrstvou, a přestože v oné vrstvě je touto turbulencí šance vzniku i síla stříhu menší, naopak na přechodu s vyšší vrstvou vzduchu je stříh o to silnější.

Předchozí příklady stříhu větru v závislosti na překážkách byly uvažovány pouze pro případ stříhu vyvolaného čistě mechanicky překážkami v poli pohybujícího se vzduchu. Existují i případy stříhu, při kterých se k mechanickému vlivu terénu/ překážek připojují termodynamické síly atmosféry. Dobrým příkladem je tzv. katabatický a anabatický vítr.

Katabatický vítr vzniká za bezmračných nocí při nízkém tlakovém gradientu, zejména v tlakové výši. Důležitou podmínkou pro vznik katabatického větru je nakloněný povrch (např. úpatí kopců, údolí, atd.). V noci studený svah ochlazuje okolní vzduch a ten následně, kvůli své vyšší hustotě a vlhkosti, stéká podél svahu působením gravitační síly, pod okolní teplejší vzduch, který je od svahu dál. Stříh větru nastává na náběžné hraně studeného proudu a na jeho rozhraní s vzduchem teplým. Dále, jak studený vzduch stéká do údolí, hromadí se na jeho dně. Toto hromadění by se dalo přirovnat k napouštění kaluže vody.

Pokud je „kaluž“ studeného vzduchu v údolí dostatečně rozsáhlá, dochází zde k teplotní inverzi. Ta je, (jak jsme si již zmínili v kap. 3. 1. 1) potenciálním iniciátorem stříhu větru při teplotní inverzi. Tyto katabatické větry spojené se stříhem větru v následně vzniklé inverzi jsou (řazeno od, rozsahem, nejmenších) časté mezi norskými fjordy, v Jižní Francii, kde se jim říká Mistral, Bóra na pobřeží Jadranu a největší větry kontinentálních rozměrů nad Grónskem. Vývoj větrů na velkých oblastech vyžaduje více vhodných podmínek, než jen katabatický efekt, jako je velmi studený vzduch ve větších výškách, optimální orientaci izobar aj. V případě mistralu je potřeba Venturiho efektu způsobeného údolím řeky Rhône, který dokáže sestupný severozápadní katabatický vítr urychlit na 140 km.h^{-1} i více [10].

Anabatický vítr nemá na stříh větru tak výrazný vliv. Jeho vznik je opačný, než u větru katabatického. Dochází k němu na úpatí hor za teplých, slunečných dní, kdy se naopak vzduch, na úpatích vydatně ohříváný díky své nižší hustotě, pohybuje podél svahu vzhůru.

3.2.3 Fén anticyklonální, fén orografický

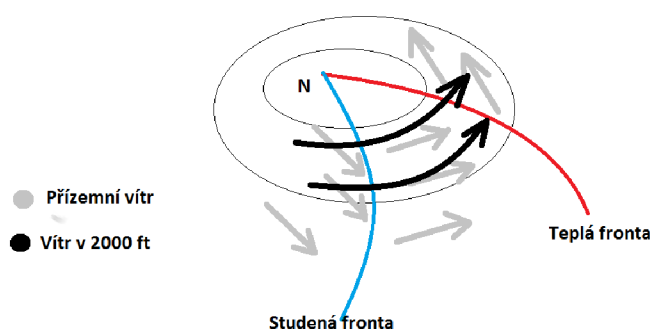
Fén anticyklonální (volný) vzniká při sestupu vzduchových hmot v anticykloně nad pohořími. Vzduch „stéká“ po svazích stejně jako při katabatickém ději. Pokud je již v údolích teplotní inverze, anticyklonální fén, klouzající po studenějším inverzním vzduchu jako olej po vodě tvoří silný stříh větru. Na rozdíl od fénu orografického, u kterého k sestupným proudům dochází pouze na závětrné straně, při fénu anticyklonálním dochází k sestupným pohybům i na návětrné straně hor a kopců a ke svému vzniku nepotřebuje silné větry.

Orografický fén je prudký, velmi suchý nárazový sestupný vítr na závětrné straně pohoří. Dochází k němu, když přes horské pohoří vane silný a velmi vlhký vzduch. Vlhký vzduch se při svém výstupu po návětrné straně ohřívá podle teplotního gradientu suchoadiabatického až do chvíle, kdy dosáhne kondenzační hladiny, nad kterou ochlazování pokračuje podél nasycené adiabaty. Při kondenzaci vzduch ztrácí svou vlhkost, a když

následně „stéká“ po závětrné straně, otepluje se opět podle suché adiabaty, čímž v konečném důsledku dosahuje vyšších teplot, než které měl při prvotním kontaktu s pohořím. Nebezpečí tohoto fénu tkví v jeho rychlosti, nenadálosti a bez základních znalostí meteorologie těžké předvídatelnosti. Stejně jako u fénu anticyklonálního i orografického, narazí-li na vrstvu inverze, způsobuje silné stříhy větru.

3.3 Stříh větru na frontálním rozhraní

Pro uvažování pouze stříhových charakteristik větru na frontálním rozhraní se vyhneme popisům všeobecně známých atmosférických front. V případě potřeby nalezneme kvalitní popis front i jejich vzniku v [12]. Co vzhledem k atmosférickým frontám musíme znát, je směr větru na jejich rozhraních. Obecně se dá říci, že před teplou frontou je přízemní vítr jižní (jihovýchod až jih), kdežto po jejím přechodu se stáčí na jihozápad. U studené fronty je tomu tak, že před ní vane vítr z jihu až jihozápadu, kdežto po přechodu studené fronty se mění v severozápadní. Názorně jsou tyto změny vidět na obr. 3.6.



Obr. 3. 6 Větry v cykloně [autor].

Je dobré si uvědomit, že atmosférické fronty jsou objekty třídímenzionální tedy, že nezasahují pouze úzkou linií obecně známou ze synoptických map. Z obecně známého „klínového“ charakteru atmosférických front je nutno si pro uvažování setkání se stříhem větru uvědomit, že teplé fronty jsou tvořeny teplým vzduchem, který stoupá na masu studeného vzduchu před ním, kdežto na rozhraní studené fronty je studenější vzduch vrážen pod teplý vzduch jako klín. Úhel rozhraní vzduchových hmot u teplé fronty se pohybuje v rozmezí 1/100 – 1/300 nebo ostřejší. Studená fronta je strmější s úhlem mezi 1/20 a 1/100.

Představme si, že letíme k letišti, přes které nám vstříc přechází fronta. Pokud se bude jednat o frontu teplou, se stříhem větru se setkáme dříve, než dosáhneme úrovně letiště, kdežto pokud se bude jednat o frontu studenou, do stříhu bychom se dostali, až když bychom letiště přeletěli.



Obr. 3. 7 Fronty [autor].

Významných hodnot stříh větru na frontách dosahuje, pokud je podél fronty teplota $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ nebo vyšší a pokud se fronta pohybuje rychlostí 30 uzlů ($55\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$) nebo vyšší. Protože jsou atmosférické fronty jevy třírozměrnými, může být frontální stříh větru pozorován v jakékoli výšce od země až po tropopauzu a může být jak horizontální, tak vertikální. Vertikální stříhy větru nad teplými frontami jsou z pohledu letecké meteorologie sledovanější, kvůli svému trvání, než stříhy na a za studenými frontami [21].

3.4 Stříh větru na rozhraní bríz

Nad pevninou sousedící s rozsáhlými vodními plochami, jako jsou velká jezera nebo moře se vyskytují výrazné denní chody přízemního větru a to kvůli rozdílnému teplotnímu gradientu mezi vzduchem nad rychle se zahřívající či chladnoucí zemí a vzduchem nad pomaleji se ohřívající nebo vychládající vodní hladinou. Přízemní vítr tak proudí za slunečných dní od chladnější vodní plochy nad zahřátou pevninu. Za bezmračné noci je tomu naopak, protože pevnina vychládá rychleji a tím se ochlazuje i vzduch v těsné blízkosti povrchu. Ten pak proudí nad vodní plochy, kde má vzduch nižší hustotu. Brízy nejen způsobují změny velikosti vektoru větru, ale také přinášejí změny teplot a vlhkosti transportovaného vzduchu.

Obecně je mořská bríza výrazně silnější než bríza pevninská. Její směr je kolmý k pobřeží a dosahuje rychlostí $20\text{--}30\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$. V tropických oblastech může být tato rychlost vyšší. Mořská bríza může do poloviny odpoledne proniknout přibližně 50 km do pobřeží. Co se výškového rozsahu týče, dosahuje výšek do 400 m nad povrchem AGL. Mořská bríza ustává v průběhu večera, jak se povrch radiačně ochlazuje⁹ a při západu nastává bríza pevninská.

S trochou nadsázky se dá říci, že jsou brízy jakýmsi slabšími studenými frontami, protože stejně jako studená fronta, i bríza vytlačuje teplý vzduch studenějším. Brízy jsou v závislosti na terénu pobřeží jevy lokálními. Ke stříhu větru na rozhraní bríz dochází

⁹ Radiační ochlazení: izobarické snižování teploty *aktivního povrchu* země a přilehlé vrstvy vzduchu v důsledku záporné *bilance záření*. Radiační ochlazení bývá příčinou *radiačních mlh* nebo *radiačních mraziků*, a to zejména v noci, kdy tepelné ztráty způsobené vyzařováním nejsou kompenzovány příkonem slunečního záření [21].

zejména při povrchu, podél náběžné hrany brízy. Přesto se se stříhem slabších hodnot můžeme setkat i na horním rozhraní brízy.

3.5 Stříh větru ve spojení s bouřkami

Bouřka je přírodní jev (elektrometeor) doprovázený bleskem a hřměním, nebo pouze hřměním. Pokud pozorujeme pouze blesky, či blesky osvětlené oblaky, označujeme jev blýskavicí. Konvekční bouře je nejsilnější projev atmosférické konvekce. Nositel konvekční bouře, a tedy i bouřky, je vertikálně rozlehlý, konvekční srážkový oblak Cb. Na konvekční bouři se kromě bouřky váže mnoho dalších atmosférických jevů, jako jsou silná turbulence, námraza, přívalový déšť, kroupy, nárazový vítr, stříh větru, propad studeného větru a/nebo tornádo. Fakt, že se při bouřce projevuje většina (častokrát i všechny) z výše uvedených jevů, z ní činí jeden z nejnebezpečnějších meteorologických jevů v letectví. Bouřka je rizikem jak pro letadla ve všech fázích letu, tak pro letadla na zemi [27].

3.5.1 Vznik bouřky

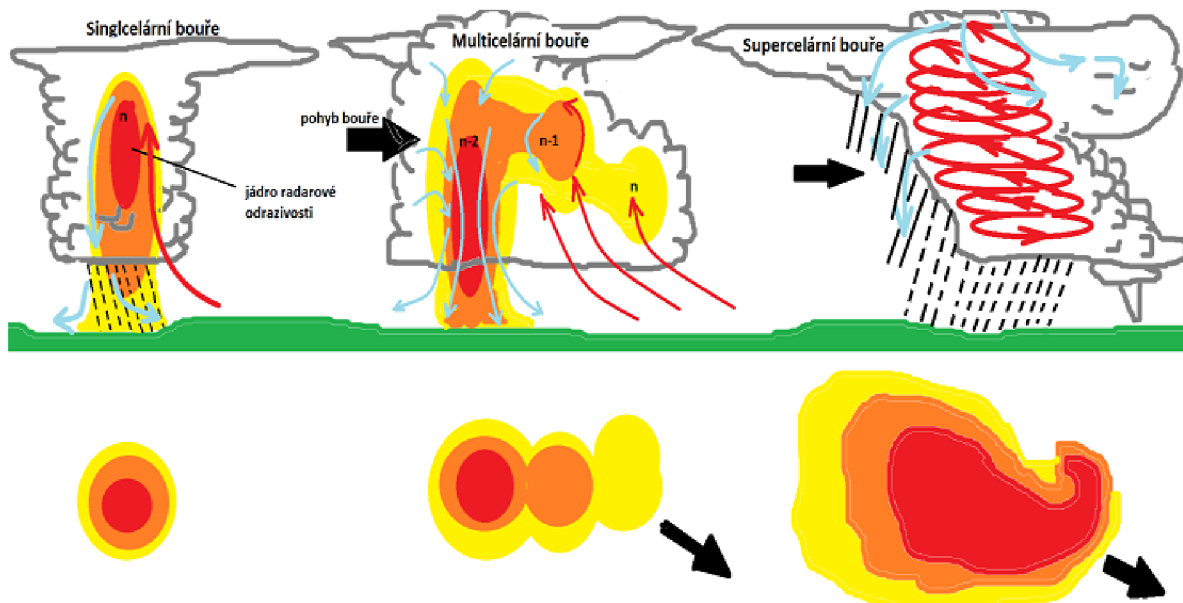
Pro to, aby se vyvinula bouřková oblačnost, je nutné, aby atmosféra splňovala následující tři podmínky:

- Musí být k dispozici činitel, iniciující výstupný proud (konvekce termická, či vynucená)
- Vhodné instabilní zvrstvení napříč troposférou
- Vlhkost a teplota výstupného vzduchu vhodná pro konvekci

Při termické konvekci jsou výstupné proudy způsobeny pohybem vzduchu, teplejšího, než vzduch okolní, na základě archimédových zákonů. K tomu dochází ohříváním zemského povrchu zejména slunečním zářením. Povrch přenáší teplo na přiléhající vzduch a ten pak za působení vztlakových sil stoupá vzhůru. V kondenzační hladině se ze vzduchu začne oddělovat vlhkost za tvorby oblačnosti. Uvolněním latentního tepla páry dostává vzduchová hmota další energii potřebnou ke svému stoupání, oblak se vertikálně rozrůstá, a pokud jsou podmínky nadále vhodné, přeroste v oblak Cb.

Konvekci vynucenou dělíme na několik podskupin a to konvekci na frontálním rozhraní, kde je konvekce způsobena vytlačováním teplého vzduchu vzduchem chladnějším, konvekci orografickou, způsobenou prouděním vlhkého, teplého vzduchu přes vhodnou terénní překážku a konvekci v závislosti na rozdílné hodnotě tlakového gradientu, při které ovšem dochází k tvorbě bouřek pouze vzácně.

Bouřky můžeme rozlišovat podle jevů, iniciujících konvekci, nebo podle dělení dle organizace jejich cel, které roku 1972 zveřejnili A. J. Christolm a H. Renick. Podle této klasifikace rozlišujeme bouře singlcelární, multicelární a supercelární. Rozdíly mezi jednotlivými celárními uspořádáními jsou patrné na následujícím obrázku, kde je ve spodní části obrázku znázorněn i radarový odraz, který můžeme při bouřkách vidět na výstupu z meteorologického radaru. Za povšimnutí stojí, že u supercely je výstupný proud spojitě-rotující po celém rozsahu hlavní cely [27].



Obr. 3. 8 *Bouřky a radarové odrazivosti [27].*

Pro jednoduchost budeme následující výklad vztahovat k singlcelární bouřce, i když dané jevy fungují u ostatních dvou velmi podobně.

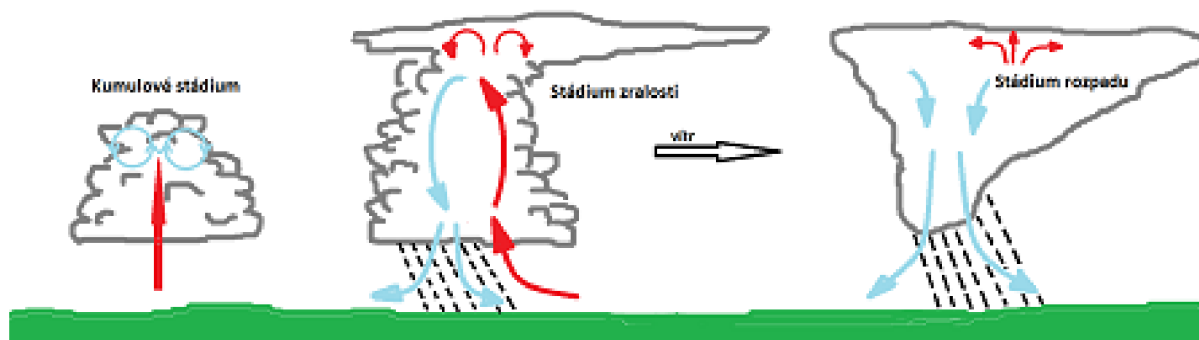
3.5.2 Stadia bouřky

Prvním stadiem je stádium kumulové. Charakteristický oblak tohoto stadia je Cumulus congestus (Cu con). Dochází v něm k pomalému formování sestupných proudů spojených s vypadáváním srážek.

Druhým stadiem je stádium zralosti, neboli bouřkové. V tomto stadiu již Cu con přerostl v Cb a dochází k zastavení vertikálního růstu oblaku. Bouřkové stádium je doprovázeno bleskovou aktivitou. Uvnitř Cb nyní funguje stabilní výstupný i sestupný proud. Doba trvání bouřkového stadia singlcelární bouřky je 15-30 min.

Třetím a posledním stadiem je stádium rozpadu (zániku), ve kterém sestupné proudy postupně zabírají čím dál větší prostor v Cb, až dojde k úplnému odříznutí oblaku od výstupných proudů. Ustává vývoj srážek a postupně zaniká i sestupný proud a nesrážkové části oblaku se postupně rozpadají ve všech výškových hladinách. Stádium rozpadu trvá průměrně 20-30 min., přestože zbytková oblačnost přetrvává mnohem déle.

Délka života jedné konvekční cely se obvykle pohybuje mezi 40 a 50 min., i když ve většině případů je bouřka tvořena více celami. Pro názornost slouží obr 3.8.



Obr. 3.8 Stádia bouřky [27].

3.5.3 Střih větru v konvekci uprostřed bouřkových mraků

Vzestupné a sestupné proudy v oblacích Cb dosahují často vysokých rychlostí. Výstupné proudy často dosahují rychlostí přesahujících 30 ms^{-1} , kdežto rychlosti sestupných proudů se pohybují okolo 10 ms^{-1} . Takto silný střih větru je jedním z důvodů, proč je v letectví průlet bouřkou zakázán.

Je dobré si uvědomit, že nebezpečí střihu větru hrozí ve vertikálně rozlehlé konvekční oblačnosti obecně. Například v oblaku Cu con mají vertikální proudy rychlost přibližně 10 ms^{-1} [27].

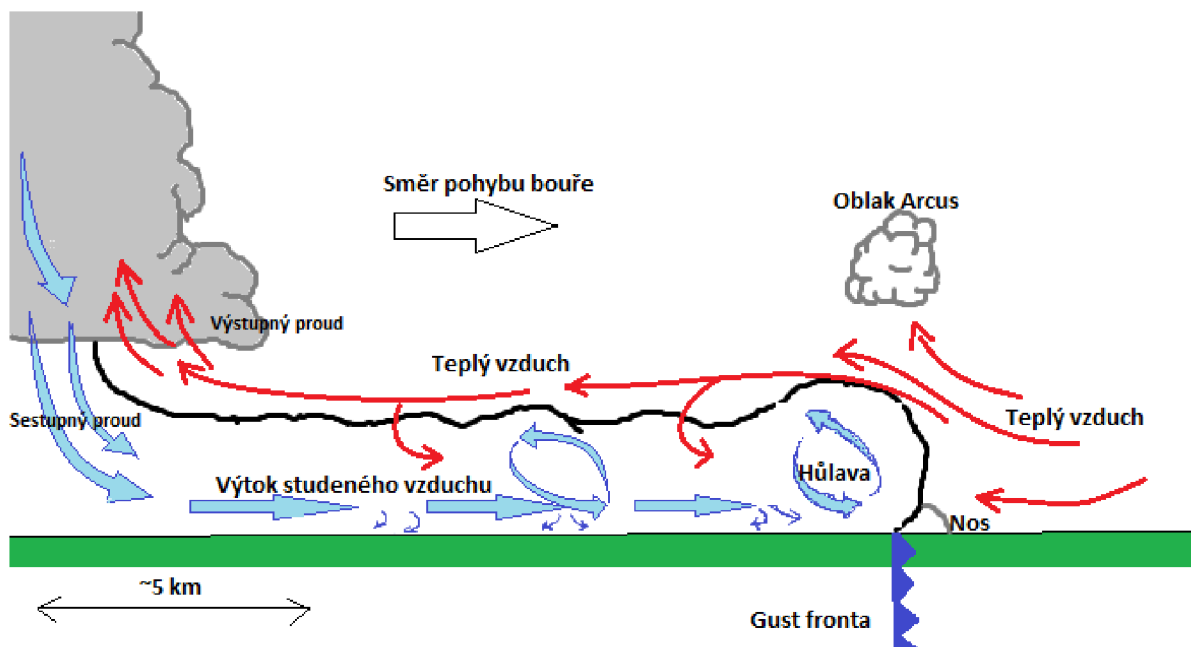
3.5.4 Húlava

Definice húlavy byla zformulována v roce 1962 Světovou meteorologickou organizací (WMO) a od té doby platí beze změny. Húlavou je označováno náhlé zvýšení rychlosti větru, minimálně o 8 m.s^{-1} na hodnotu alespoň 11 m.s^{-1} . Tento nárůst rychlosti musí trvat alespoň 1 min.. Húlava je projevem přechodu gust fronty¹⁰ přes místo pozorování. Vítr v húlavě je zpravidla velmi nárazovitý, často a rychle mění směr i rychlost. Většinou se utváří na čele přibližující se bouře nebo silné přeháňky, kdy sestupné srážkové proudy snižují základnu oblačnosti. Húlava se také může vyskytovat na čele pohybující se studené fronty i bez přítomnosti bouřky (v tom případě hovoříme o húlavě frontální). Húlavy se utvářejí na rozmezí výstupných a sestupných proudů kumulonimbů, přesněji na těch, jež mají charakter vírů s horizontální osou [21]. Nejčastěji se vyskytují na čele výtoky z Cb (gust frontách).

Gust fronty se v případě stacionární bouře pohybují rovnoměrně všemi směry. V případě, že je bouře samotná v pohybu, je gust fronta nejrychlejší ve směru pohybu bouře., jak je znázorněno na obr. 3. 10, přejatém z publikace [10].

¹⁰ Gust fronta: přední okraj studeného vzduchu vytékajícího z konvektivní bouře. Je tvořena sestupným proudem, který se po dosažení zemského povrchu roztéká do stran a proniká pod okolní teplejší vzduch. Vert. mohutnost rozlévajícího se studeného vzduchu bývá řádově stovky metrů až jednotky kilometrů [21].

Přítomnost húlavy rozpoznáme podle zvláštnosti oblaků Cb arc či Cb tub, které za vhodné vlhkosti vzduchu vznikají na čele gust fronty. Oblaky nemusí být přítomny ve všech případech. Přejchod tohoto horizontálního víru v případě, že není doprovázen oblaky Cb arc či Cb tub, poznáme i z náhlého poklesu tlaku vzduchu na čele húlavy, tzv. bouřkového nosu, taktéž zobrazeného na obr. 3.9 [27].



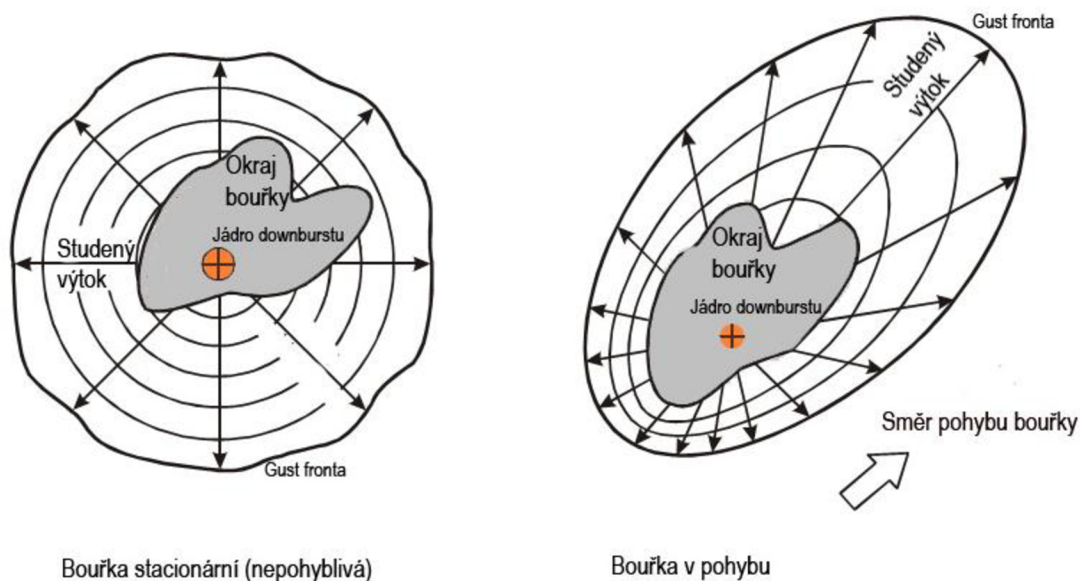
Obr. 3.9 Húlava v řezu [autor].

Húlava je pro letectví nebezpečná nejen zrychlením větru, ale také jeho nárazovitostí (až 45 m.s^{-1}), změnami směru větru a turbulencemi. Jak je vidět z autorova obr. 3.9, propad studeného vzduchu vytlačuje teplejší vzduch vzhůru a jím následně obtékán. Je tedy zřejmé, že ke stříhu větru dochází nejen na gust frontě, ale po celém povrchu studeného výtoku. Jedna konvekční cela dokáže během svého života vytvořit i několik výtoků.

Bouřky se často (zejména v tropických oblastech) vyvíjejí do organizovaných liniových seskupení a gust fronty na čáře húlav trvají mnohem déle a pronikají do větších vzdáleností před bouřky, často desítky i stovky km [21]. Extrémně liniové, mohutné bouřkové systémy jsou typické pro oblast západní Afriky.

3.5.5 Stříh větru v propadech studeného vzduchu

Propad studeného vzduchu (downburst), se váže na vertikálně rozlehlou konvekční oblačnost. Je vlastně krátkodobým zintenzivněním sestupných proudů, které z oblaku „vytékají“ v podobě velmi prudkého sestupného proudu studeného vzduchu, který se při kontaktu se zemským povrchem roztéká (diverguje) do všech směrů a je často příčinou ničivých přízemních větrů. Provází ho výše zmíněné jevy; gust fronta a húlava. Downburst dále dělíme podle horizontálního rozsahu a rychlosti na macroburst a microburst.



Obr. 3. 10 Downburst v řezu [10].

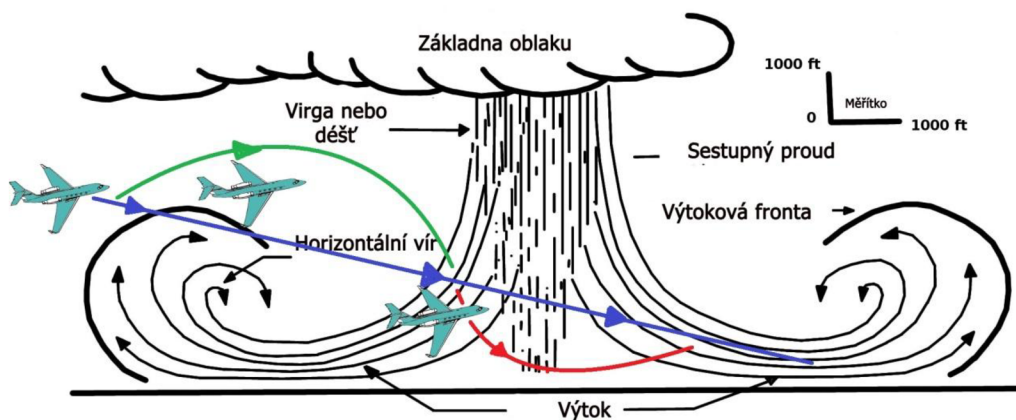
Macroburst

Macroburst je downburst zasahující plochu o rozměru větším než 4 km s trváním 5-30 min. Rychlost větru uvnitř macroburstu dosahuje hodnot do 60 m.s^{-1} (215 km.h^{-1})

Microburst

Pojem microburst zavedl roku 1985 dr. Fujita ve své publikaci „The Downburst“ [15]. Microburst je downburst s minimálním průměrem menším než 4 km a trvá zhruba 2-5 min. Microburst je schopen generovat vítr o rychlosti i 75 m.s^{-1} (270 km.h^{-1}). Můžeme jej dále dělit na microburst vlhký o srážkovém úhrnu větším než 25 mm a radarové odrazivosti přesahující 35 dBZ, a microburst suchý, jehož hodnoty srážek jsou téměř neměřitelné s nulovou radarovou odrazivostí. Kvůli svému malému rozsahu napříč vzdáleností i času se jedná o jev velmi těžko detekovatelný přítomným měřením.

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. 3.11 Microburst a vliv na letadlo [27].

První měřená pozorování microburstů proběhla mezi lety 1978 až 1980 v rámci projektu NIMROD (Northern Illinois Meteorological Research Of Downburst) univerzitou Chicago a NWS. K těmto pozorováním byla použita trojice dopplerovský radarů. Pro neustálou potřebu rozšiřování znalostí o tak nebezpečném jevu, jako je microburst navazovala například studie JAWS, o které bude zmínka v kap. 4.

Microburst je pro piloty jeden z nejnebezpečnějších meteorologických jevů, které mohou za letu potkat. Představme si situaci, kdy letoun prolétá microburstem například ve fázi přistání (viz obr. 13). Zpočátku na letadlo působí silný čelní vítr, který zvyšuje vztlak, indikovanou vzdušnou rychlost a naoko působí zcela neškodně. Piloti si často mohou myslet, že v dané chvíli mají co do činění s termickou konvekcí či náhlým poryvem větru. Podrobněji o průletech letadla microburstem, projevech microburstu a potřebných reakcích pilotů bude pojednáno v kap. 4.

Microbursty se vyskytují zejména v Severní Americe. Mohou se také vytvořit v několika místech na světě, kde je jejich výskyt velmi ojedinělý (viz obr. 3. 12). Pro jeho velkou nebezpečnost pro letectví je dobré, aby bili piloti s tímto jevem obeznámeni, znali jeho projevy a věděli, jak v případě setkání s microburstem jednat. Procedura průletu microburstem je velmi odlišná od intuitivních zákroků, které piloti instinktivně v podobných situacích aplikují. Detailní znalost microburstů je však nutná pro piloty, kteří do, nebo v rizikových oblastech létají. Podrobný vliv microburstu na letadla a pilotní postupy pro takovéto situace jsou dále popsány v kap. 4.3.



Obr. 3.12 Místa leteckých nehod, kde byl potvrzen, nebo uvažován microburst [10].

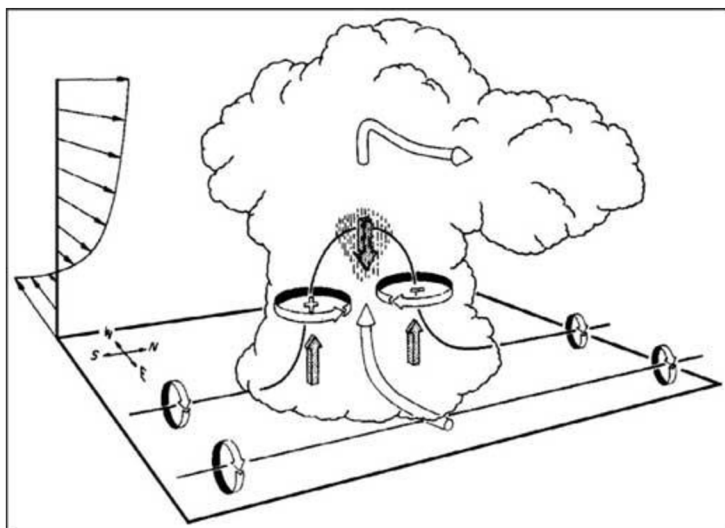
3.5.6 Střih větru jako příčina supercelárních bouří

Zejména mimo naše končiny stojí střih větru za vznikem nejsilnějších bouří, tzv. supercel spojených se silnými přeháňkami, nárazovými větry, bleskovými aktivitami a tornády.

Supercelární bouře je speciální typ konvekční bouře se silným rotujícím kvazistacionárním výstupným proudem. Díky své stabilní struktuře dané spojitě se obnovující cirkulací vzduchu uvnitř buňky, přetrvávají supercely po mnoho hodin, produkují intenzivní srážky a výstupné/sestupné proudy uvnitř oblaku dosahují extrémních rychlostí. Supercely často slouží jako vhodné prostředí pro vznik microburstů, silných krupobití nebo tornád.

K jejich vzniku dochází v případě, že je atmosféra dostatečně instabilní. Také pokud je dostatek konvekční potenciální energie (udávané indexem CAPE) a za přítomnosti silného vertikálního stříhu větru, ideálně umocněného trysovým prouděním. Jak bylo uvedeno v kap. 2, vertikální stříh větru je prostorová změna směru a/nebo rychlosti větru s výškou. Narůstání rychlosti větru s výškou má zde za následek pozvolné roztočení mas vzduchu podél jejich horizontálních os. Pokud v oblasti s takto rotujícím proudem vzduchu dojde ke konvekci¹¹, vystupující proud vzduchu s sebou vzhůru unáší i do té doby horizontálně rotující mezocyklónu a ohýbá ji do téměř vertikální roviny.

Takto vzniknou dva horizontálně rotující proudy, z nichž rotace jednoho je umocňována směrovou složkou vertikálního stříhu a druhá je touto složkou naopak potlačována. Postupem přetrvá pouze umocňovaný rotující proud, který přerůstá v supercelu a je obklopen proudem sestupným.



Obr. 3.13 Vznik supercely [73].

Supercely jsou vzácně pozorovány i na území ČR, ovšem kvůli podmínkám nevhodným pro jejich vznik nedosahují zdaleka rozměrů a síly „učebnicových“ supercel. Hlavními důvody jejich menší četnosti i síly je fakt, že instabilita vzduchu je u nás nejvyšší v letním období, kdežto vertikální stříh větru a helicity v zimním.

¹¹ Konvekce: Proudění uvnitř určitého objemu tekutiny. V meteorologii zejména výstupné a kompenzující sestupné pohyby vzduchu v atmosféře, z nichž výstupné proudy mívají větší rychlost. Konvekce je způsobena archimédovskými vztakovými silami, vznikajícími následkem horizontálního teplotního gradientu v atmosféře [21].

3.5.7 Střih větru v tornádech

Meteorolog J. T. Snow v [9] definoval tornádo jako vír, kde vzduch rotuje kolem vertikální osy tornáda přibližně stejnou rychlostí, jakou je nasáván k ose a podél osy vzhůru. Tažen tlakem, který je v jádru tornáda výrazně nižší, než v jeho okolí (kolem 10%) proudí vzduch ze všech stran skrze mělkou vrstvu vzduchu o výšce několika desítek metrů k zemi. U země se vzduch prudce stáčí a kolem osy tornáda stoupá spirálovitě vzhůru. Rozplývá se ve výšce, skryt v oblaku. Jiná definice, podle Ch. Dosewella je možná trochu lépe představitelná. Říká, že tornádo je silně rotující vír se zhruba vertikální osou, vyskytující se pod spodní základnou oblačnosti a který se minimálně jednou během svého života dotknul zemského povrchu. Je dostatečně silný aby způsobil hmotné škody.

Tornáda vznikají v soustředěných, přetrvávajících výstupných proudech intenzivních bouří. Obecně jsou tyto význačné bouře stejného druhu jako ty, které produkují microbursty. Na rozdíl od microburstů, které vznikají v zadních částech oblaku, kde vytéká k zemi chladný vzduch, tornáda se soustřeďují v přední části oblaku, kde oblak nabírá vzduch teplý. Rotace tornáda je téměř zásadně cyklonální. Destruktivní stříhová síla tornád spočívá v obrovském množství energie bouřkového mraku, koncentrované v úzkém vzestupném proudu o maximálním průměru několik stovek metrů. Největší rychlosti uvnitř tornáda byly naměřeny kolem 270 km.h^{-1} . Nicméně z analýz staveb poškozených tornády, u kterých byla známa jejich pevnost a pozorování na základě Dopplerovského radaru bylo dosaženo rychlosti 400 km.h^{-1} [10].

Většina tornád (a všechny silná) vznikají v mezocyklónách. Sice není vznik mezocyklóny pokaždé s tornády a jinými výraznými meteorologickými jevy spojeny, ale pro vznik silných tornád jsou jednou z nezbytných podmínek. Tornáda jsou bezesporu velmi nebezpečným jevem, u kterého dochází k extrémním hodnotám stříhu větru. Kvůli svému vzniku v pod základnou oblačnosti tornádo působí hrozbu přistávajícím a vzlétajícím letadlům. Toto nebezpečí je však umírněno faktem, že přestože se tornádo může vzácně vyskytnout kdekoli na světě, jejich většinový výskyt je ve střední a jihovýchodní části severní Ameriky a v těchto oblastech je to tzv. „známé riziko“. Tornádo také bývá ve většině případů doprovázeno tzv. kondenzačním chobotem, díky kterému je dobře viditelné a pilot má tak možnost se mu vyhnout.

3.6 Střih větru v souvislosti s tryskovým prouděním

Pro snadnější pochopení stříhu větru v okolí tryskového proudění použijeme jednoduchou definici tohoto proudění.

3.6.1 Tryskové proudění (jet stream)

Je silné proudění vzduchu s kvazihorizontální osou, které se nachází zejména v oblastech mezi polární, Ferrellovou a Hadleyovou buňkou (tzn. přibližně kolem 60°N a 30°N , nebo S), zhruba 1-2 km pod tropopauzou. Má tvar zploštělé trubice s hlavní osou v řádech stovek km a vedlejší osou v jednotkách km. Definice WMO za jet stream označuje proudění o rychlosti alespoň 30 m.s^{-1} s horizontálním stříhem větru alespoň 5 m.s^{-1} na 100 km a vertikálním stříhem $5\text{-}10 \text{ m.s}^{-1}$ na 1 km. Tryskové proudění (JTST) vzniká rozdílem teplot v různých zeměpisných šířkách.

Mimotropický JTST

Nazýváme jej také JTST mírných šířek, nebo JTST polární. Tvoří se mezi výškovými studenými cyklonami a teplými anticyklonami mírných šířek. Místo, intenzita, směr proudění je u mimotropického JTST ovlivňováno právě cyklonální aktivitou a proto je velmi proměnlivé. Maximální rychlosti mimotropického JTST se pohybují kolem 300 km.h^{-1} . Převládající směr je zonální, i když někdy se díky vývoji brázd nízkého tlaku, či hřebenů tlaku vysokého může směr proudění změnit na meridionální (severní, nebo jižní), ve vzácných případech i retrográdní (z východu na západ). Nejsilnější je mimotropický JTST v zimě. Tento mohutný, několikanásobný JTST se může nad východním Atlantikem větvit. Jedna větev sleduje arktickou frontu do vysokých šířek (na sever) a druhá sleduje frontu polární a stáčí se jihovýchodně nad Evropu ke Středozemnímu moři.

Subtropický JTST

Najdeme ho na severní straně subtropických výškových anticyklon, nad Karibikou, severní Afrikou atd. Tento JTST není zdaleka tolik pohyblivý, jako JTST mimotropický, ale je u něj výrazný roční chod. V létě leží mezi $35\text{-}45^\circ\text{N}$, kdežto v zimě je posouvá jižněji mezi 25 a 32°N [12]. Leží výše, než mimotropický JTST (10-14 km) a také rychlosti uvnitř tohoto proudění jsou větší (v zimě až 500 km.h^{-1}).

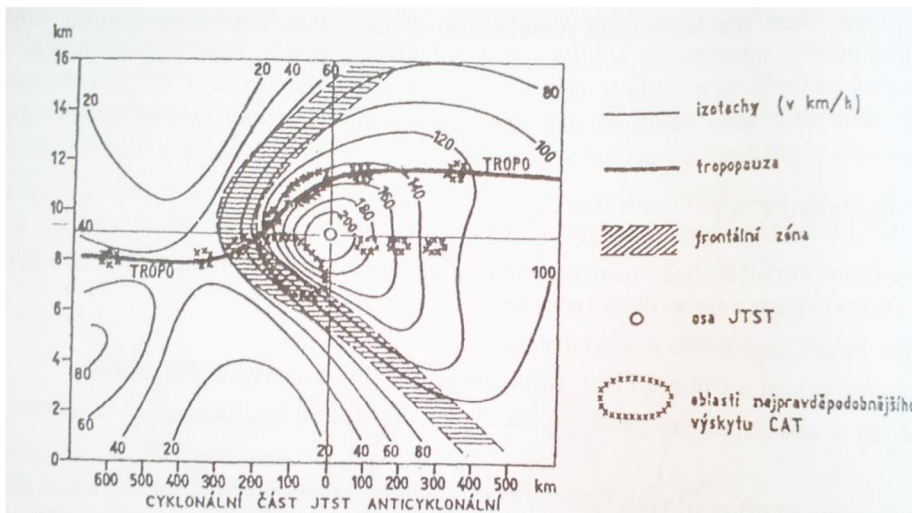
Rovníkový JTST

Vzniká na jižních stranách subtropických anticyklon blízko rovníku ($10\text{-}20^\circ$) a dosahuje výšky 20 až 25 km a je poměrně úzký. Rychlosti uvnitř rovníkového JTST dosahují maximálních hodnot okolo 180 km.h^{-1} .

Se stříhem větru na rozhraní JTST se v praxi setkávají letadla letící ve výškách 7-12 km. Ta tohoto silného proudění využívají při dálkových letech. Při letu v JTST se zvyšuje rychlost letu, zkracuje jeho doba a snižuje se spotřeba paliva. Nevýhodou cestování v JTST je jisté nepohodlí pro posádku i cestující při pohybu okrajovými oblastmi JTST, které jsou bohaté na výskyt turbulence v bezoblačném prostoru.

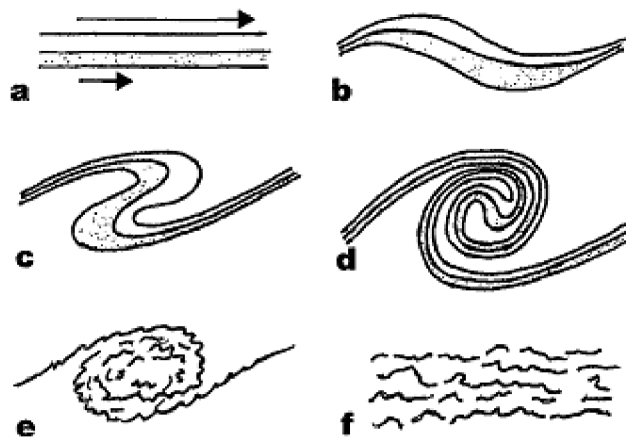
3.6.2 Turbulence v bezoblačném prostoru

Turbulencí v bezoblačném prostoru (Clear Air Turbulence, neboli CAT) rozumíme nekonvekční dynamickou turbulenci, ke které dochází zejména ve střední a horní troposféře, která není doprovázena výskytem charakteristické oblačnosti. Rozměry oblastí s CAT bývají dlouhé několik desítek až stovek km, široké desítky km a vysoké v řádech stovek metrů. Doba trvání CAT se pohybuje mezi 30 min. a dnem.



Obr. 3.15 Řez JTST s výskytem turbulence [12].

Obecně můžeme říci, že existují dva principy vzniku silné CAT a těmi jsou Kelvin a Helmholtzova instabilita a proudění ve tvaru vln (vlnové) na závětrné straně pohoří. První případ je častější. Při výrazném vertikálním stříhu větru dochází ke vzniku Kelvin a Helmholtzových vln a ty se při svém rozpadu stávají turbulentními. Čím silnější je stříh, tím silnější turbulence. Značný vertikální stříh větru se nachází v blízkosti a uvnitř každého JTST a proto je CAT s JTST neodlučitelně spjata. Mimo to k CAT může dojít i při proudění ve tvaru vln a při stříhu větru, způsobenému překážkami, nebo nečekanou hůlavou, i když taková turbulence není tak silná, jako turbulence v JTST.



Obr. 3.14 Vznik turbulence z Kelvin a Helmholtzovy vlny [23].

Nutno říci, že JTST samotný ke vzniku silnější CAT nestačí i když mírná turbulence se na okrajových částech JTST vyskytuje zpravidla vždy. Silná CAT vzniká především změnou proudění JTST (čím prudší změna, tím silnější CAT), v brázdách nízkého tlaku cyklony, nebo v místech, kde se JTST rozbíhá (delta JTST). Pro lepší pochopení slouží příloha G.

3.7 Střih větru jako prvek ovlivňující vznik tropických cyklon

Vývoj a sílení tropických cyklón se nazývá cyklogeneze¹². Mechanismy vzniku tropických cyklon jsou výrazně odlišné od mechanismů, na jejichž základě dochází k vytváření cyklon mimotropických. Zrod tropických cyklon zahrnuje vznik teplého „jádra“ cyklóny, kvůli významné konvekci příznivého prostředí. K tropické cyklogenezi je třeba splnění šesti základních podmínek. Těmi jsou dostatečně teplý mořský povrch, instabilita atmosféry, vysoká vlhkost od povrchu moře přibližně do poloviny troposféry, dostatečná uchylující síla zemské rotace, existence tropické poruchy a velmi nízká hodnota vertikálního střihu větru.

Přítomnost silnějšího střihu větru má na vznik tropických cyklón velmi negativní vliv. K tomu, aby se mohla tropická cyklóna vyvinout, je zapotřebí, aby pomalu rotující vzestupný proud zůstal nad místem svého vzniku a mohl silít. Jakýkoli silnější střih větru by tento sloupec teplého vzduchu narušil a tento pomyslný „motor“ celé cyklony by tak přišel o své jádro.

3.8 Střih větru v úplavu za letadlem

Ke střihu větru dochází také za každým letícím letadlem, zejména kvůli protiběžným vírům, generujícím se na koncích křídel. Tento jev nazýváme turbulencí v úplavu. Čím je letadlo rozměrnější, tím jsou tyto víry silnější a dosahují do větších vzdáleností za letadlo. Turbulence v úplavu působí ohrožení zejména nepoměrně menším letadlům, následujících letadla větší při vletech a přistáních. Setkání s turbulencí v úplavu se předchází zejména aplikací separačních minim v okolí letišť (uvedených v ICAO doc. 4444, kap. 6 a 7).

¹² **Cyklogeneze** – soubor atmosférických dějů, které se v dané oblasti projevují na synoptické mapě vytvářením cyklonálního zakřivení izobar či izohyps. Může vést k prohlubování staré, nebo tvorbě nové cyklóny. Rozeznáváme cyklogenezi termickou a orografickou. K cyklogenezi často dochází v oblasti atmosférických front, a to především studených [21].

4 STŘIH VĚTRU V PILOTNÍ PRAXI

V rozmezí let 1964-1983 způsobil stříh větru 28 nehod velkých dopravních letounů, při nichž zahynulo více než 500 osob a 200 lidí bylo zraněno. Zvýšené povědomí o nebezpečí a zákeřnosti nízkohladinového (přízemního) stříhu větru se projevilo na faktu, že byl koncilem ICAO uznán za jeden z největších problémů tehdejšího letectví.

Nedostatek adekvátních prostorových pozorovacích a vyhodnocovacích zařízení, komplexnost problému, široká škála rozsahu stříhu větru a malá předvídatelnost stříhu větru bránily vzniku jednoznačného řešení. Naopak, ale vedly ke vzniku mezinárodních standardů a doporučení pro pozorování, hlášení a předpovídání stříhu větru.

4.1 Historické letecké nehody a jejich vliv na pozorování stříhu větru

Osmá konference letecké navigační komise v Montrealu roku 1974 doporučila přípravu a publikaci pomocných materiálů pro všechny oblasti letectví ovlivňované stříhem větru. Na základě toho vznikla WISTSG (Wind shear and Turbulence Study Group). Při výzkumném úsilí této problematiky vznikl Amendment 64, Annexu 3 – Meteorologické služby pro mezinárodní leteckou navigaci. Platnosti došel v prosinci roku 1983 a obsahoval nová a upravená ustanovení pro pozorování a hlášení nízkohladinového stříhu větru

Ke zlomu ve výzkumu nízkohladinového stříhu větru došlo však roku 1975 v USA, na základě k pěti tehdejších nehod/incidentů dopravních proudových letadel, způsobeným stříhem větru.

4.1.1 Joint Airport Weather studies (JAWS)

Při první, která se udála 24. června 1975 na mezinárodním letišti JFK v New Yorku, došlo k velkým ztrátám na životech. Další v Denveru, 7. srpna téhož roku, kdy k fatalitám nedošlo, a navíc střet se stříhem větru proběhl v oblasti, kde fungovalo důkladné monitorování větru. Tento incident znamenal průlom v přístupu ke stříhu větru. Celá situace byla důkladně analyzována a zeskalovala v rychlý výzkum, který vyústil přes výzkum NIMROD dále v projekt Joint Airport Weather studies (JAWS), který mezi lety 1982 a 1984 proběhl na několika letištích v USA.

JAWS proběhly pod vedením NCAR a University of Chicago za účasti NOAA, FAA a NASA. Po technické stránce JAWS zahrnovaly tři Dopplerovy radary umístěné severně od Denveru uspořádané do trojúhelníku o délce strany 30 km a doplněné sledovací sítí PAM (Portable Automated Mesonetnetwork), třemi radiosondážními stanicemi a speciálně vybavenými letadly.

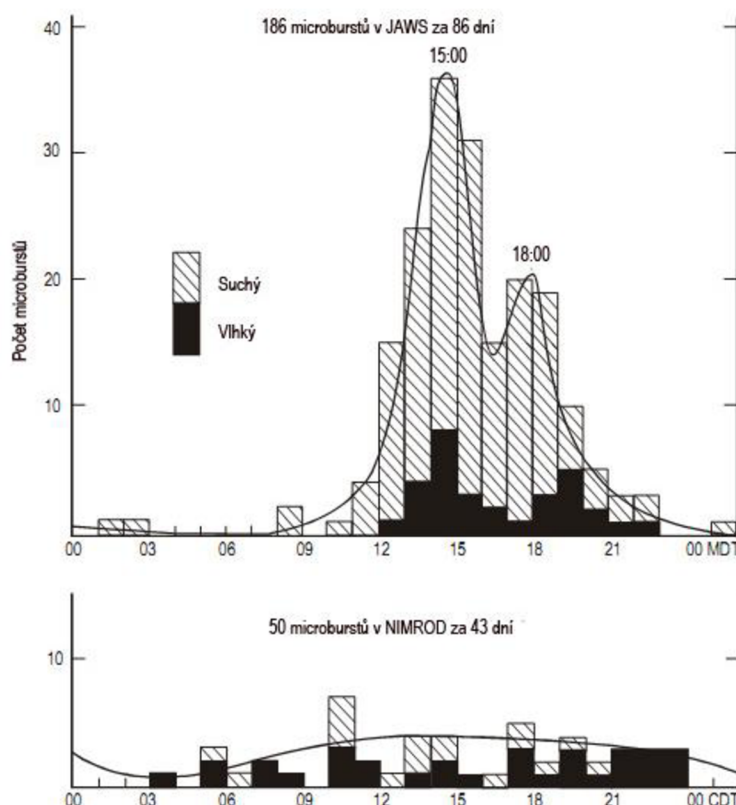
Samotná měření proběhla v létě 1982 a nasbíraná data byla v následujících dvou letech zpracovávána. Studie byla dokončena roku 1984, prokazujíc existenci downburstů a microburstů a jejich nebezpečnost pro letectví.

Snaha JAWS byla zaměřena na tři hlavní aspekty nízko-hladinových stříhů větru, vyvolaných microbursty:

- základní vědecký výzkum microburstů, jejich vzniku, životních cyklů a rychlostních rozmezí
- rozličné aspekty výkonů letadel, obsahující numerické modely, pilotované letecké simulace, výzkumy odezev letadel a operační výkony dopravních letadel za běžného provozu
- detekce stříhu větru a varování za použití pozemních senzorů, palubních systémů a radarů

V rámci JAWS bylo za 86 pozorovacích dní sledováno 186 microburstů, z toho 83 % z nich bylo tzv. „suchých“ tj. bez přítomnosti deště. Výsledky pozorování výzkumu NIMROD byly 50 microburstů za 43 dní a 36 % z nich bylo suchých. Takto vysoká procenta výskytu suchých microburstů byla překvapující, ačkoli pozorované oblasti jsou známy pro časté bouřky s vysokými konvenčními oblaky, formující se v poměrně suchém vzduchu ve vyšších hladinách. Na základě JAWS spustil NCAR společně s FAA výzkumný program CLAWS (Clasify, Locate and Avoiud Wind Shear), s úkolem zlepšit bezpečnost letadel. CLAWS byl zaměřen na detekci, předpověď, varování v reálném čase a vývoj souvisejících procedur pro piloty i služby ATC. Přínos projektu CLAWS byla úspěšná aplikace pouhých dvou Dopplerových radarů pro kvalitní detekci stříhu větru, microbursty nevyjímaje.

Na uvedené studie navazoval projekt MIST (Microburst and Severe Thunderstorm) a mnoho dalších, které zkvalitňovaly předpovědi, detekci i pomáhaly vyvinout lepší pozemní i palubní zařízení pro pozorování a varování stříhu větru.



Obr. 4.1 Rozložení microburstů během dne [10].

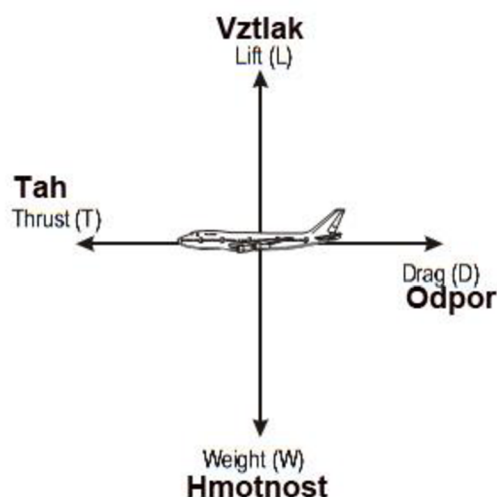
4.1.2 FAA Integrated Wind Shear Programme

Od roku 1967 FAA pracovala na programu určenému ke snižování nebezpečí, spojených s nízko-hladinovým stříhem větru. Cíle programu byly vzdělávání, trénink, provozní procedury, pozemní i palubní pozorování stříhu větru a vývoj palubních naváděcích systémů. V tomto programu byly postupně vytvořeny principy i na základě zmíněného Amandementu 64 s přihlédnutím na doporučení NTSB (National Transport Safety Board). Při výzkumu FAA zapojila rozličné organizace. Od ICAO, přes NASA, až po různé spolky, sdružující piloty. V únoru roku 1987 publikovala oběžník 186 – Stříh větru, které mimo jiné obsahoval i tréninkovou příručku pro styk se stříhem za letu.

Protože byly výzkumy této problematiky v počátcích, už v předmluvě oběžníku 186 bylo uvedeno, že objem informací o stříhu není zatím dostatečně „vyspělý“ na to, aby z něj byla vytvořena regulační ustanovení. S postupným rozšiřováním informací byl circ. 186 nahrazen ICAO doc. 9817.

4.2 Vliv stříhu větru na výkony letadla

Abychom si lépe uvědomili vliv, který má stříh větru na výkony letadla, je dobré znát základní principy, díky kterým letadlo létá. Na obr. 4.2 můžeme vidět zjednodušené rozložení základních sil, působících na letadlo za vodorovného ustáleného letu. Když jsou uvedené síly v rovnováze za ustáleného letu, síly vztlakové se rovnají tíhovým a tah odpovídá odporu. Letadlo se pak řídí prvním Newtonovým pohybovým zákonem a setrvává v rovnoměrném ustáleném přímočarém letu, ať už jde o let stoupavý, klesavý, nebo horizontální, až do chvíle, kdy je působením vnější síly nucen tento stav opustit.



Obr. 4.2 Rovnováha sil, působících na letoun za letu [10].

Pro, v obchodní letecké dopravě obvyklé, malé úhly stoupání a klesání je možné síly zapsat následovně do jednoduché rovnice, jelikož uvažujeme $\sin \gamma = \gamma$:

$$T = D + W \gamma \quad (4.1)$$

Z toho můžeme odvodit, že úhel stoupání závisí pouze na přebytku tahu nad odporem a nepřímo na hmotnosti letadla

4.2.1 Vliv stříhu větru na vzdušnou rychlost letadla

Stříh větru má dočasný vliv na vzdušnou rychlost letadla. Tedy v případě, že se vítr mění velmi pomalu a rovnoměrně, vzdušná rychlost zůstává stejná a mění se rychlost vůči zemi, podle následující rovnice:

$$GS = TAS \pm WS \text{ [kt]} \quad (4.2)$$

GS – rychlost traťová/vůči zemi (z ang. Ground Speed)

TAS – rychlost pravá vzdušná (z ang. True Air Speed)

WS – rychlost větru (z ang. Wind Speed)

V případě pozvolné změny větru v okolí letadla, lze pro znázornění použít následující rovnice:

Rychlost letadla v bezvětřném prostředí

$$(GS) 140 \text{ kt} = (TAS) 140 \text{ kt} + (WS) 0 \text{ kt} \quad (4.3)$$

V pozvolném nárůstu rychlosti čelního větru o 20 kt

$$(GS) 120 \text{ kt} = (TAS) 140 \text{ kt} - (WS) 20 \text{ kt} \quad (4.4)$$

Když mluvíme o stříhu větru ovlivňujícím vzdušnou rychlost letadla, máme na mysli konkrétně skokové změny rychlosti, které se odehrávají tak rychle, že se jim rychlost letadla nedokáže přizpůsobit. Významný vliv na rychlost letadla mají především skokové změny v blízkosti země, kde se letadla vyskytují zejména při vzletech a přistáních a mají minimální zásobu rychlosti.

Příklad skokové změny rychlosti větru:

Rychlost letadla v bezvětřném prostředí

$$(GS) 140 \text{ kt} = (TAS) 140 \text{ kt} + (WS) 0 \text{ kt}$$

Po skokovém nárůstu rychlosti čelního větru o 20 kt

$$(GS) 140 \text{ kt} = (TAS) 160 \text{ kt} - (WS) 20 \text{ kt} \quad (4.5)$$

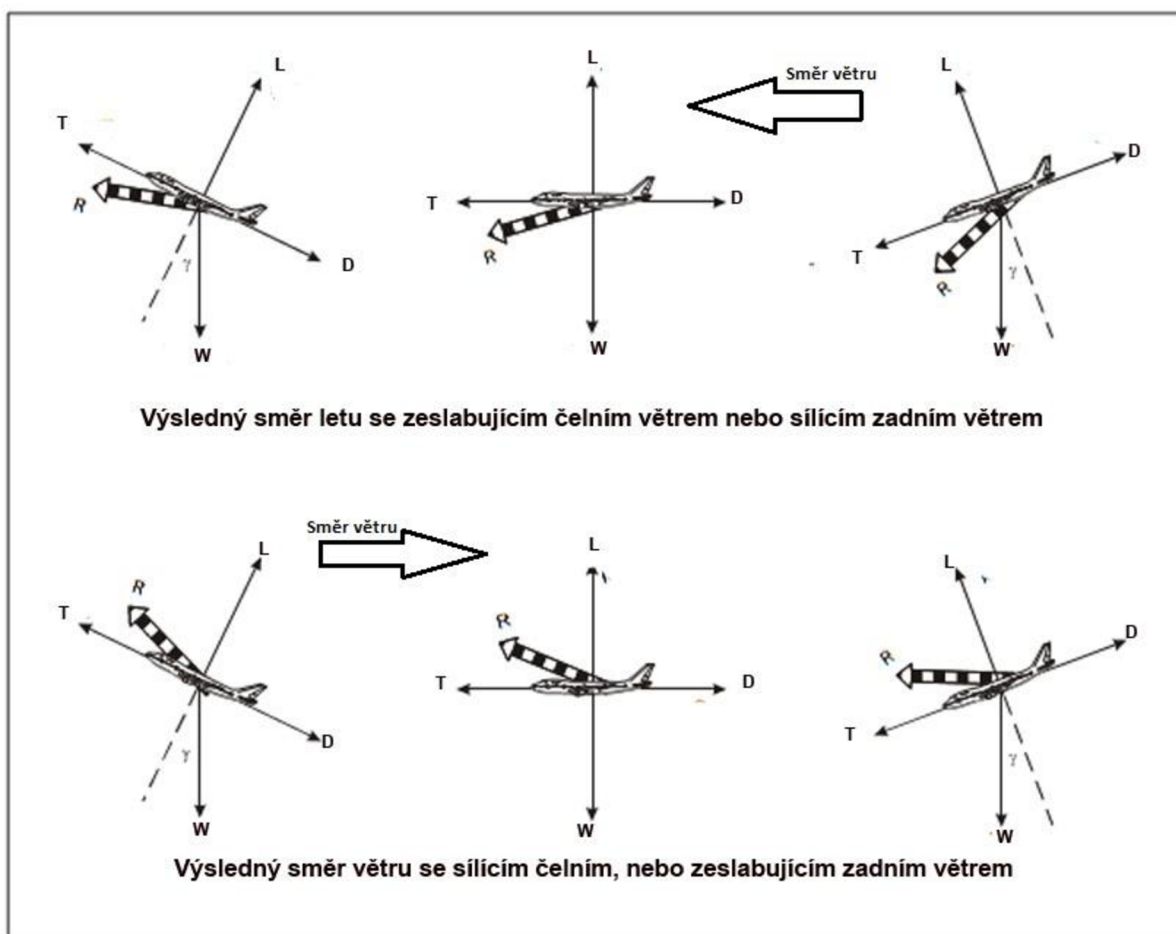
Poté, co bylo letadlo postupně čelním větrem zpomaleno (vůči zemi) na původní rychlost TAS je konečná rychlost stejná, jako u předchozího případu.

$$(GS) 120 \text{ kt} = (TAS) 140 \text{ kt} - (WS) 20 \text{ kt}$$

Skoková změna rychlosti větru narušuje rovnováhu sil a tak místo rovnice (4.1), která se dá také zapsat ve formátu $T-D-W \sin\gamma = 0$ docházíme ke vztahu

$$T-D-W \sin\gamma = F \quad (4.6)$$

Kde F je výsledná síla, která působí zrychlení. Letadlo tedy zrychluje ve směru působení výsledné síly, dokud není obnovena rovnováha. To ovšem znamená, že letadlo poletí po nové dráze, kterou ovlivnila právě výsledná síla. Podle 1. N. z. setrvá letadlo na této nové dráze dokud není opět působením nějaké nové síly nuceno ji opustit. Z toho vyplývá jednoduchý závěr, že stříh větru mění dráhu letadla a aby byla zachována původní dráha, je nutný zásah pilota. Tuto změnu dráhy v závislosti na stříhu si můžeme snadněji představit z obr. 4.3. Horizontální stříh větru může nastat při průletu LLJ, MB, na frontálním rozhraní, atd. [10].



Obr. 4.3 Změny dráhy letu v závislosti na stříhu [10].

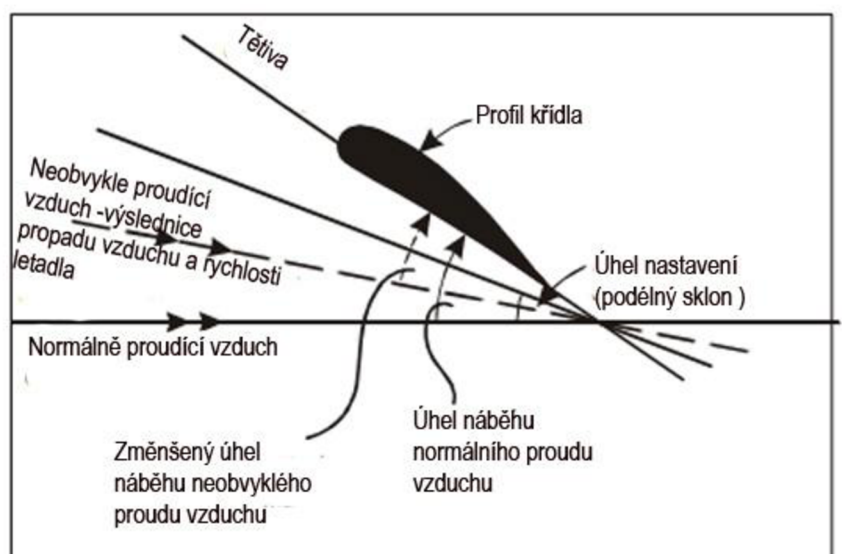
4.2.2 Vliv stříhu větru na úhel náběhu

Existují případy, kdy je vertikální složka větru nenulová, nebo dokonce převládá nad složkou horizontální. K tomu dochází třeba v oblasti horských vln a velmi výrazně při propadech studeného vzduchu spojených s konvekční oblačností.

Při hladinovém letu letí letadlo s náklonem, který umožňuje optimální úhel náběhu vzhledem k rychlosti letu. Vzduch nabíhá na náběžnou stranu křídla horizontálně tj. se

zanedbatelnou vertikální složkou. Pokud letadlo prolétá sestupným nebo vzestupným proudem vzduchu, úhel, ze kterého vzduch nabíhá, dostává nenulovou hodnotu vzhledem k horizontální hladině. Velikost tohoto úhlu značně závisí na TAS a rychlosti sestupného/vzestupného proudu. Každopádně tak dochází ke změně úhlu náběhu beze změny náklonu letadla. To je dobře znázorněné na obr. 4.4.

Tato změna úhlu náběhu ovlivňuje velikost vztlaku na křídle, způsobuje nerovnováhu mezi silami, působícími na letadlo, a vznik výsledné síly, která, stejně jako u čelního/zadního větru působí buď pod, nebo nad původní dráhu letu (propad vzduchu/výstupný proud). Stejně tak, jako u horizontální změny rychlosti větru i zde je po vyrušení opět získána rovnováha, ovšem na nové letové dráze, nezasáhne-li včas pilot [10].



Obr 4.4 Výslednice směru nabíhajícího vzduchu [10].

V příloze E, je možné vidět výslednou změnu úhlu náběhu v závislosti na škále rychlostí letu a silách vertikálního proudění.

4.2.3 Vliv bočního stříhu větru

O bočním stříhu větru mluvíme, mění-li se vítr skokově ve směru příčné osy letadla. Přestože je boční složka stříhu větru přítomna v mnoha případech stříhu, nedochází v ní k výraznějšímu ovlivnění rychlosti ani vztlaku a tak je možné ji z úvah o stříhu větru v letectví vynechat.

4.3 Střih větru z pohledu pilota

V této kapitole se pokusíme skloubit nabyté teoretické znalosti z teorie o větru a jeho vlivu na aerodynamiku letadla a vyvést z nich praktické důsledky pro chování pilotů při situacích, ve kterých může dojít ke střetu se stříhem větru. Primárně se zde budeme zabývat stříhem větru v propadech studeného vzduchu, protože jsou pro letadla nejnebezpečnější. Přestože se na našem území nevyskytují microbursty, je důležité být s postupy pro jejich průlet obeznámen, pro případ, že piloti budou létat do rizikových oblastí.

Hned na začátku je důležité zmínit, že v každém případě je vždy nejlepším řešením se setkání se stříhem větru vyhnout.

4.3.1 Pozorování a předpovídání rizikových situací

Včasně zpozorování a rozeznání meteorologických jevů, které se mohou se stříhem větru sdružovat je pro pilota zásadní krok ke správnému a včasnému zakročení proti kontaktu s downburstem. Pilot má díky tomu možnost se nebezpečí vyhnout a divertovat na jiné letiště, či provést přiblížení na vhodnější dráhu či v příhodnějším čase. I kdyby se pilot rozhodl pokračovat sestup nebo vzlet bez změny, kvalitní rozpoznání mu umožní lépe závažnost situace vyhodnotit a při průletu stříhem větru náležitě provést potřebné postupy.

Tato viditelná meteorologická „vodítka“ jsou:

- silný, nárazovitý přízemní vítr, zejména v okolí letišť, ležících v blízkosti hor, nebo komplexů vysokých budov
- oblaky Ac len (Alto cumulus lenticularis) značící přítomnost stojatých vln
- virga – srážky vypadávající z konvekční oblačnosti a vypařující se před dopadem na zem (potenciální přítomnost sestupného proudu)
- oblak Cb arc či Cb tub, pohybující se před konvekčním oblakem ve výšce spodní základny oblačnosti
- oblasti zvířeného vzduchu na zemi, zejména pokud formují jakýsi prstenec s horizontální osou (potenciální přítomnost downburstu)
- ukazatele směru větru (větrné rukávy) na letišti vlají různými směry v důsledku downburstu nebo orografického stříhu větru
- bouřky, které jsou vždy nositelkami významného počasí a potenciální zdroje silných stříhů větru uvnitř bouřky a na rozhraní výtoku studeného vzduchu

K provádění závěrů na základě pozorování vypsanych meteorologických jevů je dobré znát letiště a meteorologické podmínky v jeho okolí, aby byla pilotova rozhodnutí co nejadekvátnější dané situaci. Případné výstrahy před bouřkami vydávané letištem slouží k uvědomění pilotů a umožňují jim dělat včasná rozhodnutí a být lépe připraveni na kontakt se stříhem větru a i jinými nebezpečnými meteorologickými jevy, doprovázejícími bouřky.

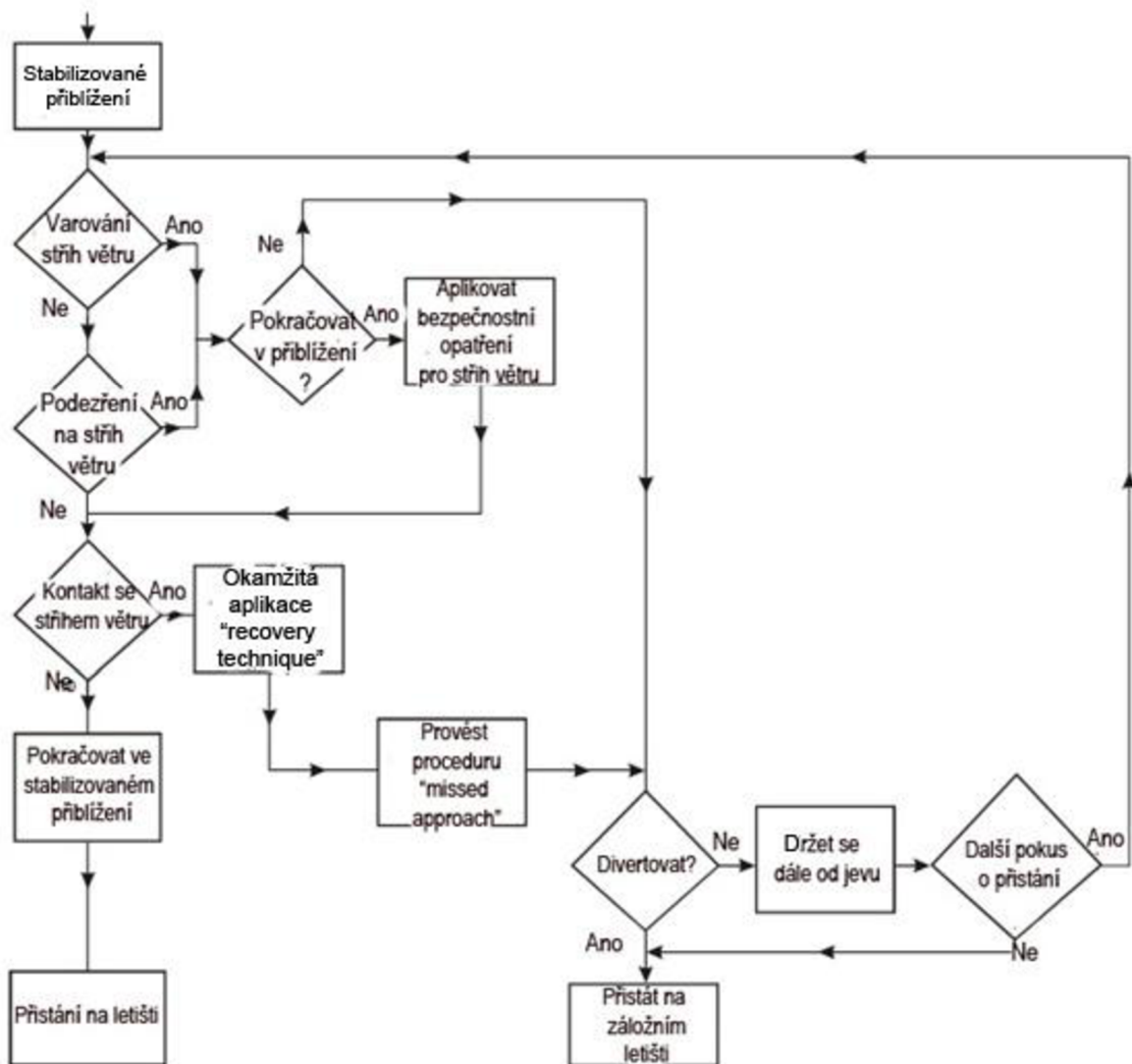
4.3.2 Postup pro řešení střetu se stříhem větru

Rozpoznání a reakce jsou především důsledky znalostí a tréninku. Důležitý a doporučený postup reakcí pilota je následující:



Obr. 4.5 *Reakce na stříh větru* [autor].

Reakce pilota by měla korespondovat s postupem, uvedeným na obr. 4.5, který je přepisem doporučeného postupu z ICAO doc. 9817. V rozpoznání stříhu větru pilotům v dnešní době pomáhají nejen pozorování a predikce z meteorologických zařízení v okolí nejohroženějších letišť, ale i palubní přístroje varování před stříhem větru. Přesto je fáze vizuálního rozpoznání na základě znalosti základních meteorologických jevů velmi důležitá.



Obr. 4.6 Postup řešení střetu se stříhem větru [10].

4.3.3 Popis střetu se stříhem větru za letu v hladině

V hladinovém letu je rychlost letu vysoká a tak samotný stříh větru pro letadlo nepředstavuje vážnější riziko. Nejzávažnějším projevem stříhu větru je CAT. Ta je jako každá turbulence vnímána jako jakési kymáčení, nebo hopsání letadla. Nastává v bezoblačném prostoru, nebo nekonvektivní oblačnosti. Podle intenzity může CAT působit mírné znepríjemnění cesty, ale i vážné ohrožení bezpečnosti.

S CAT se piloti mohou setkat v blízkosti JTST, v horní části atmosférických front, kde jsou významné rozdíly teplot a v proudění ve tvaru vln, kdy je proudění přes pohoří za vhodných podmínek usměrněno pohořím a rozvlní se dosahující i stratosféry. Takovéto vlnění v sobě obsahuje výstupné i sestupné proudy, které se mohou přetvářet v turbulenci.

Při hladinových letech je nutné mít v povědomí směr a rychlost výškového proudění. To dosahuje svých maxim v JTST. Při letu poblíž JTST je dobré počítat i se silnou turbulencí v bezoblačném prostoru, která se vyskytuje v okrajových částech JTST. Největší četnost výskytu CAT je na cyklonální straně JTST v poměru asi 2/3 celkových výskytů.

CAT je pozorována většinou v tenkých vrstvách o průměrné vertikální mohutnosti 400 až 600 m, výjimečně i 1000 m. Turbulentní vrstvy bývají proloženy vrstvami s klidným (neturbulentním vzduchem) [12]. Oblasti se silnou turbulencí bývají zřetelně menší a tenčí, než oblasti s CAT o mírné, nebo slabé intenzitě. V jedné vrstvě CAT může letadlo proletět místy s různou intenzitou. S CAT se můžeme setkat i ve vysoké oblačnosti Ci, Cs, Cc. Většinou jde o CAT slabé až mírné intenzity, ojediněle se může vyskytnout i silná. V příloze D je znázorněn JTST, který je majoritní nositel CAT (70 % všech výskytů) a na satelitním snímku je krásně vidět oblačnost, která ho provází.

CAT, jako součást atmosférické turbulence dělíme v závislosti na její intenzitě podle vlivu, který má na kymácení letadla.

Intenzita	Rychlost vertikálních poryvů (m.s ⁻¹)	Popis účinků na letadlo
Slabá (light)	1-5	Letadlo se mírně houpe, občas nevelké jednotlivé nárazy. Někteří cestující mohou časem cítit nevolnost.
Mírná (moderate)	5-10	Nárazy jsou časté, houpání letadla se zvětšuje, mírné kmitání a změny výšky.
Silná (severe)	10-15	Časté prudké náklony letadla a změny kurzu, silné nárazy, letadlo se chvílemi propadá. Neupevněné předměty mění své místo a chůze po palubě může vyústit ve zranění.
Velmi silná (extreme)	>15	Prudké pohazování letadlem, které je téměř neovladatelné. To se chvíli propadá, chvíli je prudce nadnášeno. Může vyústit ve vážná zranění, nebo smrt cestujících, vzácně strukturálně poškodit letadlo.

Tab. 4.1 Intenzita turbulence.

Protože je průlet CAT v optimistickém smýšlení velmi nekomfortní a v horších scénářích mlže ohrozit zdraví a životy cestujících na palubě, je dobré, aby se piloti o výskytu CAT na trati před letem dostatečně informovali. To mohou z několika zdrojů:

- mapy maximálního větru a mapy tropopauzy
- SW mapy
- výškové mapy AT horní troposféry a spodní stratosféry (mapy AT 300, AT 250 a AT 200 hPa) JTST bývá nejpatrnější na AT 300 hPa
- vertikální řezy atmosférou a mapy vertikálních stříhů větru
- přízemní synoptické mapy se zakreslenými atmosférickými frontami

Mimo těchto meteorologických zdrojů bývají dnes na paluby letadel instalovány systémy, schopné CAT s předstihem detekovat a piloti se tak mohou CAT jednoduše vyhnout. Jsou jimi tzv. *forward looking wind shear warning* a budou dále zmíněné v kap. 4. 3. 6.

Pro sledování a předpověď CAT je velmi užitečné, hlásí-li piloti průlet CAT službám řízení dané oblasti, které tato hlášení mohou dál předat meteorologické službě.

Zlepšit představu o výskytu JTST a CAT pomůžou mapy SW, AT 300 hPa a AT 300 hPa promítnutá na družicové snímky v příloze D.

Prevence při průletu CAT

Turbulence za letu je hlavní příčinou letových zranění posádek i pasažérů. Od roku 1981 do roku 1997 bylo hlášeno 372 průletů turbulencí, které vážněji ovlivnily dopravní letadla. Tři pasažéři zemřeli (z toho dva nedodržovali instrukce posádky a neměli zapnuté bezpečnostní pásy). Celkem 80 pasažérů utrpělo vážná zranění (73 z nich opět nerespektovalo světlo, nabádající k zapnutí bezpečnostních pásů) [67].

4.3.4 Popis střetu se stříhem větru při přistání

Čelní nebo zadní stříh větru

Ke změně směru větru až o 180° může dojít poměrně blízko u zemského povrchu při přistání nebo vzletu, zejména v přítomnosti silného nízko hladinového tryskového proudění, na frontálním rozhraní, nebo při downburstu. Je dobré si uvědomit, že pokud ke stříhu větru dochází v blízkosti letiště, a např. pro přistávající letadlo je znám markantní nárůst zadní složky větru, pro letadlo vzletající po stejné trajektorii naopak nastane růst čelního větru.

Když se přistávající letadlo dostane do oblasti s prudkým poklesem čelního větru (nárůstu zadního větru), klesá jeho rychlost přibližně stejnou velikostí, jakou má změna rychlosti větru. Letadlo se tak kvůli této nerovnováze mezi působícími silami dostává pod sestupovou rovinu (obr. 4.3). Nově vzniklý úhel klesání je letadlem udržován po celou dobu trvání stříhu větru, pokud pilot adekvátně nezasáhne. Pro lepší představu si lze tuto situaci s trochou nadsázky připodobnit k prudkému poklesu výkonu motoru.

Pokud stříh větru způsobí „nadletnutí“ plánované sestupné roviny, ta je poté v praxi nazývána zlepšenou (improved či overshoot), pokud podlétá sestupnou rovinu, zhoršenou (deteriorated nebo undershoot). Piloti se také mohou setkat s frázemi *stříh větru zvyšující výkon* (increasing performance shear), v případě, že sílí čelní vítr, nebo *stříh větru snižující výkon* (decreasing performance shear), pokud zadní vítr sílí (čelní slábne).

To, jak pilot rychle zpozoruje a zareaguje na stříh větru, záleží především na velikosti stříhu jako takového, výšce oblasti, v níž se letadlo se stříhem setká, rychlosti a konfiguraci letadla, a samozřejmě pilotově postřehu a rychlosti jeho reakce. Pro znázornění uvažujme nejjednodušší případ, kdy jsou ovládací prvky letadla pevně v dané poloze (pilot drží pevně řídicí páku). Jakmile dojde ke stříhu větru, jako první se změní IAS letounu. Následuje změna výšky a podélný sklon letadla. Pilot má v takové situaci dvě základní možnosti, jak se ztrátou, nebo nárůstem rychlosti a změny trajektorie naložit. Těmi jsou změna tahu motorů a podélný sklon, přičemž každá z těchto možností má svá pro a proti. Účinek změny tahu je pomalejší, kdežto úprava úhlu letadlo nevratně ztrácí buď rychlost, nebo výšku.

Stříh větru ve vertikální rovině (sestupné a výstupné proudění)

Stříh větru ve výstupných a sestupných proudech vzduchu je nejnebezpečnějším projevem stříhu větru, s nímž se letadlo může setkat. Uvažujme situaci, kdy je letadlo v konečné fázi přiblížení a v sestupové ose dojde ke střetu s downburstem. Zpravidla se nejprve na letadle začne projevovat silící čelní vítr divergujícího vzduchu, doprovázený slabou turbulencí. Pokud se bouře rychle pohybuje, může být downburst značně zešikmen a část výtoku proti směru proti směru postupu bouře nevýrazná.

Dojde-li k nárůstu čelního větru, nastává adekvátní zvýšení vzdušné rychlosti, letadlo klopí přídí vzhůru a nadlétá sestupovou rovinu. První instinktivní reakcí pilota bývá v tuto chvíli snaha zvětšující se rychlost vytrádit. Pilot potlačí řídicí páku, nebo sníží tah motorů. Pokud je však sebemenší pravděpodobnost, že je nárůst rychlosti letadla způsoben stříhem větru a nejen náhodným porывem, je dobré, aby pilot výšku ani rychlost nevytrácel a místo toho okamžitě začal postup „go around“.

Jak letadlo dále postupuje skrze střed downburstu, začíná převažovat vertikální složka sestupujícího vzduchu. Ve středu downburstu čelní složka mizí a působí pouze vertikální sestupná. Úhel náběhu klesá a to nutí letadlo klopit pod sestupovou rovinu. Jakmile letadlo proletí středem downburstu, vertikální proudění ustává a je nahrazeno silícím zadním větrem. Vzdušná rychlost letadla dále klesá a s ní i sestupový úhel. K popsanému sledu událostí dochází, pokud při průletu downburstem pilot adekvátně nezasáhne.

Boční stříh větru

Pokud letadlo neproletá přímo středem downburstu, ale jeho okrajovými částmi, není vliv downburstu tolik nebezpečný, i když je i přesto závažný. To protože se letadlo vyhne působení vertikální složky větru. Na druhou stranu se piloti musí potýkat s výraznějším bočním větrem a jeho změnami. Považme například situaci, kdy jde pilot na přistání s bočním větrem o určité intenzitě a směru a ten se skokově změní těsně před dosednutím. Taková situace s sebou také nese vážná rizika pro letadlo i cestující.

Pokud má pilot to „štěstí“, že proletí pouze okrajem downburstu, je stále důrazně doporučeno započít go around, protože se downbursty často vyskytují ve skupinách a přestože pilot jedním proletěl, druhý může být přímo před letadlem. Posloupnost jevů (zvýšení, snížení rychlosti, změny úhlů náběhu, atd.) může proběhnout v časovém úseku trvajícím i 30 s.

Výrazný stříh větru může samozřejmě způsobit i přecházející húlava, která pro to, že zasahuje do mnohem větších vzdáleností před bouřku, může být mnohdy nečekaná. Nese s sebou výrazné turbulence, změny směru a rychlosti větru a je nebezpečná zejména pro menší letadla. Pro piloty je proto důležité být před každým letem co nejlépe obeznámen s meteorologickou situací nejen na trati a cílovém letišti, ale také v okolí letiště vzletu.

Vážné nebezpečí působí také tornáda. Ta se na rozdíl od microburstů vyskytují po celém světě. Jednoznačně nejvíce se jich tvoří v tzv. „tornádové aleji“, která jde napříč státy Texasem, Oklahomou, Kansasem, Nebraskou a Jižní Dakotou v USA. Jejich výskyt po zbytku světa však není zanedbatelný. Podle výzkumu ESSL (European Severe Storms Laboratory) se každý rok dotkne země v Evropě minimálně 300 tornád (znázorněno v příloze A). V případě, že pilot vidí tornádo, nebo trombu, která se spouští ze základny Cb

jako zvláštnost oblaku tuba (ze které se tornádo může vytvořit), je nezbytně nutné, aby se pilot tomuto místu vyhnul. Turbulence a stříh větru v tornádech dosahují takových hodnot, že mohou bez větších problémů fatálně poškodit konstrukci letadla. Pro příklad letecká nehoda z října roku 1981, ke které došlo v Nizozemsku. Letoun Fokker F-28 imatrikulace PH-CHI, nizozemského dopravce NLM Cityhopper proti varování vletlo do oblasti s výskytem silných bouřek, v silném dešti piloti nezaregistrovali tornádo, ve kterém došlo na letadle k tak silným přetížením, že se oddělilo pravé křídlo od trupu. Při havárii nezůstali žádní přeživší. Tvrdá lekce úcty letectví před význačným počasím.

4.3.5 Popis střetu se stříhem větru při vzletu

Downburst může letadlo zasáhnout i na vzletovou a přistávací dráhu, těsně před vzletem, či za vzletu. To je asi nejnebezpečnější ze všech možných střetnutí s downburstem, jelikož se letadlo pohybuje na dráze konečné délky, často s maximální MTOW a za plného výkonu motorů, bez možnosti dalšího zvýšení výkonu. Je téměř jedno, v jaké poloze vůči letadlu k downburstu dojde, vždy je to krajně nebezpečná situace.

Pokud se downburst vyskytne před letadlem v dráze vzletu, je zde stejně jako za letu patrné zvýšení vzdušné rychlosti letadla a následně dojde ke střetu se sestupným proudem a zadním větrem. Pilot si musí rychle ujasnit, zda je dráha dostatečně dlouhá pro přerušení vzletu, nebo zda mu výkony letadla, osobní schopnosti, charakteristika terénu a síla počasí i přes hrozící nebezpečí dovolí pokračovat ve vzletu a co nejrychleji reagovat. Podobné je, i pokud se downburst objeví za rozjíždějícím se letadlem. Zadní vítr v takové situaci může být tak silný, že letadlo prostě nedokáže zrychlit natolik, aby dosáhlo dostatečného vztlaku a z dráhy vzlétlo. Pokud downburst vznikne bočně od osy dráhy, prudká změna bočního větru bude pro vzlétající letadlo taktéž velmi nebezpečná.

4.3.6 Indikace palubních přístrojů

Dobrého pomocníka k rozpoznání stříhu větru mohou piloti najít v základních palubních přístrojích, a pokud je jimi letadlo vybaveno, také ze specializovaných přístrojů pro detekci a varování před stříhem větru. Uvažujme stříh větru způsobený downburstem. K tomu, aby pilot rozpoznal stříh větru podle údajů základních palubních přístrojů, je nutné, aby měl nacvičená a zažitá stabilizovaná přiblížení¹³, znal konstantní rychlost dopřednou i rychlost klesání a úhel náběhu. To mu pomůže zaznamenat jakoukoli odchylku způsobenou změnou větru. Pokud pilot neustále mění rychlosti či úhel náběhu, těžko rozezná změnu větru, promítající se právě do rychlosti a úhlu náběhu.

Ukázněné a plynulé konečné přiblížení poskytuje pilotům cenné sekundy pro vyhnutí se downburstu. Pilot by tedy v oblasti s možným výskytem stříhu větru měl sledovat vzdušnou rychlost, pozici letadla vůči sestupné rovině, vertikální rychlost a tah motorů. Potřeba provedení výrazných změn tahu pro udržení sestupné roviny a rychlosti je často prvním znamením, že se letadlo setkává se stříhem větru. Pokud je tah motorů řízen automatem tahu (auto throttle), je potřeba, aby pilot kontroloval hodnotu tahu. Velké změny v trajektorii letu se taky projeví na údajích variometru, výškoměru a v indikaci sestupové roviny ILS.

¹³ Stabilizované přiblížení znamená „usadit“ letadlo do sestupové roviny v konfiguraci pro přistání s danou rychlostí, klesání a úhlem náběhu ovládanými pouze výškovkou a výkonem motorů.

Existuje tzv. reaktivní vybavení detekce a vyhnutí stříhu větru. Jsou to zařízení, která automaticky monitorují podélný sklon letadla, jeho vzdušnou rychlost a úhel náběhu. Zvláštní formou varování před stříhem větru představují data z EGPWS (Enhanced Ground Proximity Warning System), konkrétně módu 7 tohoto zařízení, které vyhodnocuje pohybovou charakteristiku letounu a v případě, že ta odpovídá chování letounu ve stříhu, vydá varování.

Existují moderní systémy předpovídající stříh větru, tzv. dopředu hledící systémy varování před stříhem větru *forward-looking wind shear warning systems*. Jedná se o zařízení, která jsou schopna rozpoznat stříh větru (i v bezoblačném prostoru) v určité vzdálenosti před letícím letadlem a tím dávají posádce čas se takové oblasti vyhnout. V rámci přísného certifikačního procesu na tyto systémy byly testovány pasivní infračervené senzory, Dopplerovské radary, milimetrové radary a LIDARy. Všechny ukázaly velmi dobré výsledky v předpovědích stříhu větru, přesto certifikace většiny z nich nebyla možná. Dnes se na palubách letadel používá nejčastěji Dopplerův palubní meteorologický radar.

Pilot by měl umět pozorované příznaky a varování před stříhem rychle a pečlivě vyhodnocovat, aby mohl provést správné rozhodnutí. K tomu pomáhá subjektivní rozdělení jevů do stupnice pravděpodobnosti. Ta může vypadat následovně:

Vysoká pravděpodobnost

jevy natolik naznačují možnost výskytu nízkohladinového stříhu větru, že by se pilot měl dané oblasti vyhnout

Střední pravděpodobnost

pilot by měl zvážit možnost vyhnutí, každopádně musí provést přípravy na střet se stříhem větru.

Nízká pravděpodobnost

pilot by měl zvážit pozorované jevy a být ve střehu, není nutné se oblasti vyhýbat

Pro porovnávání pravděpodobnosti stanovilo ICAO v doc. 9817 [10] soupis jevů uvedený v tab. 4.2.

Pokud se v daném prostoru vyskytuje těchto jevů více, je nutné v úvahách pravděpodobnost výskytu stříhu větru adekvátně zvýšit a tomu přizpůsobit další postup.

JEV	PRAVDĚPODOBNOST
Přítomnost konvekční oblačnosti v blízkosti dráhy přiblížení	
S lokalizovanými silnými větry hlášenými věží, nebo pozorovaným vanoucím prachem, tvořícím prstence, rarášky, tornáda	vysoká
Se silnými srážkami (na AWR v režimu contour, barva červená, nebo stín	vysoká
S přeháňkami	střední
S blesky	střední
S virgou	střední
Se střední, nebo velkou turbulencí, předpověděnou palubním radarem	střední
S rozdílem teploty vzduchu a teploty rosného bodu 17 a 28°C	střední
Palubní výstraha stříhu větru	vysoká
PIREP s upozorněním na ztrátu či zisk rychlosti	
>15 kt	vysoká
<15 kt	střední
LLWAS varování změny rychlosti větru	
> 20 kt	vysoká
< 20 kt	střední

Tab. 4.2 Výpis pravděpodobnosti výskytu stříhu větru [10].

Jevy v tabulce se z velké části dají aplikovat pouze na situace, ve kterých je stříh větru způsoben propadem studeného vzduchu. Proto je dobré, aby piloti znali i jiné jevy, provázející stříhové počasí (JTST, proudění ve tvaru vln atd.) a uměli jim přisoudit dostatečnou pravděpodobnost pro rychlejší rozhodování v případě, že se s nimi za letu setkají.

4.3.7 Doporučené reakce na stříh větru

Vzpomeneme-li postup, zmíněný ve 4. 3. 2, daly by se předchozí kapitoly (4. 3. 1 – 4. 3. 6) shrnout pod bod „ROZPOZNÁNÍ“. Bod s názvem „VYHNUTÍ SE“ říká, že pokud pozorujeme, nebo jsme obdrželi varování, či na základě analýzy meteorologických jevů předpovídáme výskyt výrazného stříhu větru, máme se dané oblasti buď úplně vyhnout, nebo počkat, až daný jev pomine. Tedy, pokud to není krajně nezbytné a po zralé úvaze velitele letadla (nedostatek paliva pro let k záložnímu letišti, porucha na letadle, závažný zdravotní stav některého z cestujících), nesnažit se nebezpečným počasím proletět. Mohou však nastat případy, kdy je průlet stříhem nezbytný, a tehdy je velmi důležité, aby do stříhu větru piloti letěli co nejpřípravenější. Následná „BEZPEČNOSTNÍ OPATŘENÍ“ vztahujeme ke vzletům a přistáním [10].

Opatření před vzletem

Důležité postupy pro vzlet za hrozby potenciálního nízkohladinového stříhu větru jsou následující:

Nastavení tahu

Pro vzlet by měl být použit maximální povolený tah, který nejen zkrátí rozjezd a poskytne větší část dráhy k případnému přerušení vzletu, ale také po odpoutání umožní nejlepší stoupavost. Tím letadlo dosáhne co největší výšky v co nejkratším čase a piloti získají větší možnost průlet stříhem větru ustát.

Volba dráhy

Pokud je k dispozici více drah a umožní nám to omezení velikosti boční složky větru, volme dráhu, která je co nejdále význačného počasí. Také je dobré volit dráhu co nejdelší (pro případné přerušení vzletu) a pokud možno proti směru větru, s uvážením překážek, které by mohly způsobit buď turbulenci proudění, nebo přímé nebezpečí při potenciální ztrátě výšky letadla po vzletu.

Nastavení klappek

Záleží především na typu letadla a je předepsané v manuálu konkrétního typu. Nicméně bylo experimentálně prokázáno, že při stříhu větru za rozjezdu letadla je nejučinnější použití co největšího úhlu klappek a naopak při průletu stříhem ve vzduchu co nejmenšího. Je však důležité vědět, že pro průlet stříhem větru při/po vzletu vliv klappek není zas tak výrazný.

Zvýšení vzdušné rychlosti

V případě, že se pilot rozhodne pro vzlet směrem do stříhu větru, je dobré, aby s rotací posečkal i chvíli po překročení v_R . Čím větší přebytek rychlosti nad v_{SO} , tím vyšší šance na bezpečný průlet stříhem větru. Je ovšem důležité, aby rotaci započal nejpozději 600 m (2000 ft) před koncem dráhy, aby nedošlo k přejetí dráhy.

Flight director

Neboli letový povelový přístroj. Pokud nemá letový povelový přístroj na daném letadle funkci „shear recovery guidance“ neměl by se pilot při průletu stříhem řídit podle jeho informací.

Opatření před přistáním

Doporučené postupy pro přistání za hrozby potenciálního nízkohladinového stříhu větru jsou následující:

Stabilizované přiblížení

Výhody stabilizovaného přiblížení byly rozebrány ve 4. 3. 5. Je důležité, aby stabilizované přiblížení pilot započal nejpozději ve výšce 300 m (1000 ft) AGL.

Nastavení tahu

Je dobré mít optimalizovaný tah na stabilizované přiblížení a nestahovat ho okamžitě při poryvu, jak to mají piloti často zautomatizované. Zejména v prostorech s možným výskytem stříhu je lepší se stahováním výkonu chvíli posečkat, aby pilot nabyl jistoty, zda jde o poryv větru, nebo o potenciální stříh větru.

Volba dráhy

Je vhodné, aby pilot (umožní-li mu to okolnosti) vybíral dráhu přistání tak, aby se pokud možno vyhnul oblasti, ve které dochází ke stříhovému počasí. Také je dobré volit delší z drah, aby pilot minimalizoval možnost jejího přejetí v důsledku případného silného zádového větru.

Nastavení klapek

Piloti létající do stříhového počasí by měli být obeznámeni s ideálním nastavením klapek při přistání za stříhu větru, které bylo experimentálně určeno při studiích FAA Integrated Wind Shear Programme. U většiny zkoumaných letadel vyšlo jako optimální nastavení klapek mezi 25° a 30°.

Zvýšení vzdušné rychlosti

Usnadňuje přechod do „go around“ a při přiblížení poskytuje lepší ovladatelnost řídicích ploch a snižuje šanci přiblížení pádové rychlosti. Přestože bude rychlost přiblížení vyšší, je záhodno, aby se letadlo dráhy dotklo v „touchdown zone“. Let nad dráhou s vytrácením rychlosti ve vzduchu by byl v přítomnosti stříhového počasí velmi nebezpečný. Při přistání se zvýšenou rychlostí je nezbytně nutné, aby pilot bral v potaz případnou vodu na dráze, brzdící účinky atd. aby nedošlo k vyjetí z dráhy.

Flight director, autopilot a auto-throttle

Při předpokládání střetu se stříhem je dobré si je v maximální možné míře optimálně nastavit, aby pilotům co nejvíce usnadnily zátěž při přiblížení a dovolily jim, věnovat se naplno pozorování přístrojů a okolí. V každém případě je důležité FD, autopilota i automat tahu sledovat, protože, jak bylo zmíněno výše, pokud je nesledujeme, může nám uniknout jedno z nejdůležitějších vodítek k rozpoznání stříhu větru.

Do bezpečnostních opatření můžeme zařadit i znalost standardních operačních postupů.

Standardní operační postupy

SOT (Standart Operational Techniques) jsou doporučeními pro piloty, létající ve stříhovém počasí. Mají za úkol zvýšit povědomí pilotů o potřebných úkonech a zlepšit spolupráci posádek pro co nejvyšší bezpečnost letů. Skládají se ze znalostí stříhu větru, výkonů letadla i potřebných postupů. Posádky by měly umět správně rozložit pracovní zatížení, delegovat povinnosti mezi piloty, jednat rychle a bezchybně.

Podle SOT by piloti měli sledovat:

Přistání/Vzlet	Přistání
Změny IAS ± 15 kt	\pm rozdíl 1 bodu na ILS Glide slope
Změny rychlosti klesání ± 500 ft.m ⁻¹	Neobvyklá hodnota tahu
Změny úhlu náběhu $\pm 5^\circ$	

Tab. 4.3 SOT při přistání [10].

Požadavky SOT:

Vzlet	Přistání
Znát normální polohy, stoupavost, vzdušné rychlosti	Znát normální polohy, pozici přípusti, rychlost klesání, IAS
Znát úhly náběhu pro počáteční stoupaní se všemi motory	Provádět křížovou kontrolu úkonů
Provádět plynulou rotaci v dané rychlosti	Vyhnout se výraznějším redukcím tahu
Provádět křížovou kontrolu úkonů	
Minimalizovat redukce úhlů náběhu	Monitorovat přístroje zobrazující informace o poloze
Monitorovat přístroje zobrazující informace o poloze	Znát techniku obnovení (recovery)
Znát techniku obnovení (recovery)	

Tab. 4.4 SOT při vzletu [10].

4.3.8 Obnovení (recovery)

Když máme jednoduchou představu o standardních operačních procedurách, můžeme si uvést doporučený postup průletu stříhem větru. Jeho jediným účelem je udržet letadlo ve vzduchu po celou dobu, co prolétá nízkohladinovým stříhem větru. Postup obnovení byl vytvořen na základě mnoha studií stříhu větru při experimentálních průletech; je to kompromis mezi maximální možnou efektivitou průletu a jednoduchostí procedury. To proto, že downbursty nevznikají pravidelně, letadlo ohrožují v nejnáročnější části letu, a piloty také často překvapí.

Od prvních náznaků stříhu až po střet se sestupným proudem uplyne na palubě letadla pouze několik sekund. Pokud nejsou piloti na stříh větru předem připraveni, nemají v takové situaci čas na pozornou kontrolu všech přístrojů. Rozpomínání na nejideálnější postup a jeho složitá aplikace by tak nemusely být provedeny včas. Procedura, která se právě pro svou efektivitu a zároveň jednoduchost a všestrannost užití ukázala jako nejvhodnější je při kontaktu se stříhem větru nasměrovat za prudkého zvýšení tahu motorů letadlo do určené

polohy, na určený úhel stoupání a v něm pokračovat v letu, dokud oblast se stříhem větru neproletí. Pokud je při kontaktu se stříhem větru letadlo v konečné fázi přiblížení na přistání, měla by být neprodleně zahájena procedura „go around“. Piloti by se v žádném případě neměli pokoušet s letadlem přistát.

Jako optimální úhel pro průlet polem se stříhem větru byl (opět kompromis mezi efektivitou a univerzálností) určen úhel 15° pro vzlet i přistání s plným tahem motorů. Pokud pilot zná a ve stresu si vzpomene na úhel počátečního stoupání s plným tahem všech motorů, je doporučeno, aby jej použil přednostně.

Dále je dobré dodržovat následující soubor doporučení. :

1. Při průletu downburstem by měl být kladen větší důraz na udržení potřebného podélného sklonu než na IAS. To ovšem pouze do chvíle, kdy se letoun blíží pádové rychlosti. V takovém případě je třeba úhel snížit na hodnotu, při které varování před pádovou rychlostí ustane a po chvíli se ji pokusit znovu nabrat.
2. Pokud letoun klesá i po dosažení předepsaného podélného sklonu, je třeba pokračovat v jeho zvyšování, pokud varování před pádovou rychlostí dovolí
3. Podélný sklon je nutno měnit plynule a ve chvíli, kdy už kontakt se zemí nehrozí, je možné jej opět plynule snižovat
4. Tah by měl být navýšen bez ohledu na nešetrnost naplno a prudce (v [10] je použito slovo agresivně). Pilot by měl vypnout i automat tahu, je-li to potřeba. Jakmile je letadlo mimo nebezpečí, tah je třeba snížit na „normální“ hodnoty.
5. Konfigurace letadla (klapky a podvozek) by měla být zachována, dokud není letadlo v bezpečné výšce nad terénem. Zasunutí podvozku by sice mohlo lehce zlepšit aerodynamické vlastnosti letadla, ale během otevírání poklopu pro podvozek se krátkodobě sníží, a proto není v takto rizikové situaci zatahování podvozku doporučováno. Vytahovat klapky až v průběhu obnovy se také nedoporučuje, protože je zde riziko, že si je pilot v turbulentním prostředí omylem zasune. Zatažení podvozku i vytažení „velkých“ klapek je dobré udělat jako jedno z bezpečnostních opatření.

Na zemi při vzletu je rozpoznání stříhu větru obtížnější, protože se mění nejvýraznější ze všech ukazatelů-vzdušná rychlost. Letadlo je také stabilnější než ve vzduchu, a proto není cítit turbulence. Rozhodnutí, zda ve vzletu pokračovat, nebo jej přerušit, by měl pilot provádět na základě rychlosti v_1 , jako u selhání pohonné jednotky. Za silného stříhu větru však může vzniknout rozdíl mezi vzdušnou rychlostí a rychlostí traťovou (pojezdovou), což je velmi vhodné si uvědomit při uvažování přerušeno vzletu za stříhového počasí. Může nastat i situace, kdy je zadní vítr tak silný, že letadlo pro svou nízkou vzdušnou rychlost nedokáže vzlétnout, a přesto je její pojezdová rychlost (vůči zemi) natolik velká, že při dosažení v_1 už na zbývající úseku dráhy nedokáže zastavit. Tato úvaha by měla být také započítána do rozhodování pilotů před vzletem [10].

Jak bylo zmíněno na začátku této kapitoly, jde o pokyny doporučené. To z důvodu, že pro velkou složitost všech meteorologických podmínek, doprovázejících stříh větru, nelze určit přesné, vždy a za každé situace platné postupy. Proto má v každém případě a za každé situace v rozhodování a provádění úkonů zodpovědnost velitel letadla, který musí vše činit na základě svých znalostí a nejlepšího uvážení.

Důležité je uvést, že by posádka letadla měla, jakmile se dostane z přímého ohrožení stříhem větru, ohlásit místo a sílu stříhu kontrolní věži, aby letadla, která budou následovat, nemusela riskantní průlet absolvovat.

4.4 Vybrané letecké nehody

Pro účely této práce uvedeme dvě vybrané letecké nehody a za pomoci databází ERA-Interim a ERA-40 organizace ECMWF. V programu PANOPLY, vytvořeném NASA speciálně pro zpracování meteorologických databází zobrazíme počasí, které dané nehody provázelo.

Postup zpracování vybraných leteckých nehod je následující:

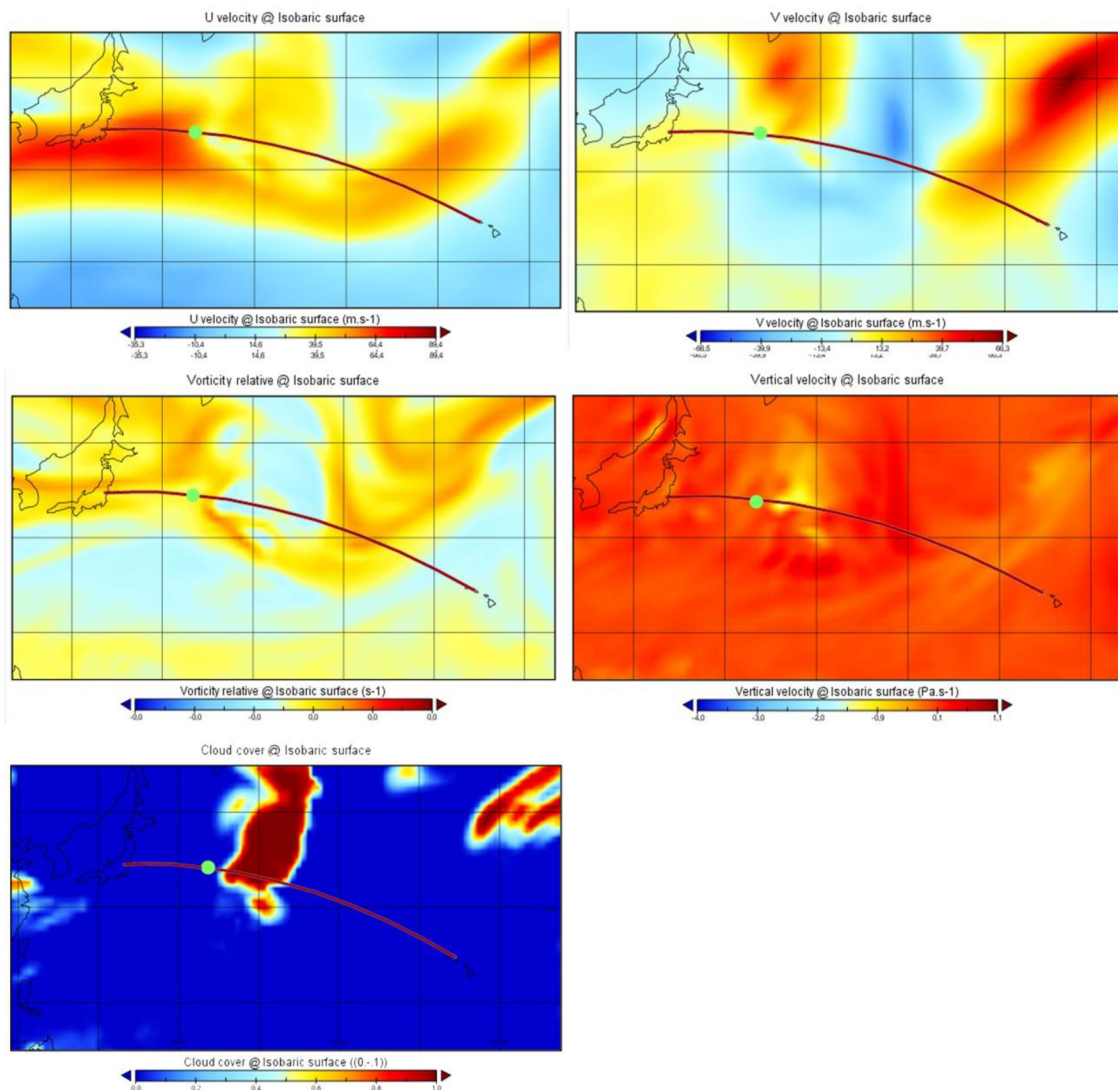
1. Byla vybrána určitá letecká nehoda, u níž je předpoklad, že průvodní meteorologické jevy mohly být zaznamenány v rámci celosvětových měření
2. Nehoda byla stručně popsána
3. Podle místa a data letecké nehody byly v databázích ERA-Interim a ERA-40 vybrány charakteristické meteorologické ukazatele (vítr v různých hladinách, teplota, oblačnost atd.) a podle nich namodelováno grafické rozložení těchto jevů
4. Do vzniklých map počasí byla zakreslena trasa letu a označeno místo střetu s nebezpečným počasím
5. Nakonec bylo provedeno jednoduché zhodnocení situace

4.4.1 Průlet CAT na okraji JTST; United Airlines, let 826

Dne 28. prosince 1997 letěl Boeing 747-100 americké společnosti United Airlines pod označením 826 z japonského letiště Narita International Airport na hawaiské letiště Honolulu International Airport. Po zhruba dvou hodinách letu, ve FL 310 cítili piloti lehké zhoupnutí letounu a na požadavek obdrželi od předchozího letu 90 společnosti Northwest varování na stříh větru v oblasti. Na základě toho nechali piloti rozsvítit světla zapnutí bezpečnostních pásů. O dvě minuty později se letoun náhle propadl o 30 metrů a došlo ke zranění 15 pasažérů a 3 členů posádky. Konstrukce letadla nebyla zjevně poškozena. Piloti se správně rozhodli pro návrat do Japonska a bezpečně přistáli na letišti Narita. Jedna z vážně zraněných pasažérek zemřela po převozu z nemocnice. Letadlo bylo při prohlídce označeno za neschopné provozu a bylo vyřazeno.

Co do meteorologické situace v oblasti střetu s CAT, v záznamu nehody v [58] je uvedeno, že pilotem byl po průletu CAT hlášen výskyt kupovité oblačnosti bez bleskové aktivity. Z databáze ERA-Interim byly na základě všech dostupných informací pro modelování meteorologické situace v oblasti extrahovány následující parametry:

- zonální a meridionální vítr v hladině 300 hPa
- potencionální a relativní vírnatost v hladině 300 hPa
- vertikální rychlost v hladině 300 hPa
- pokrytí oblačností v hladině 300 hPa



Obr. 4.7 Model počasí během letu UA 826 [autor].

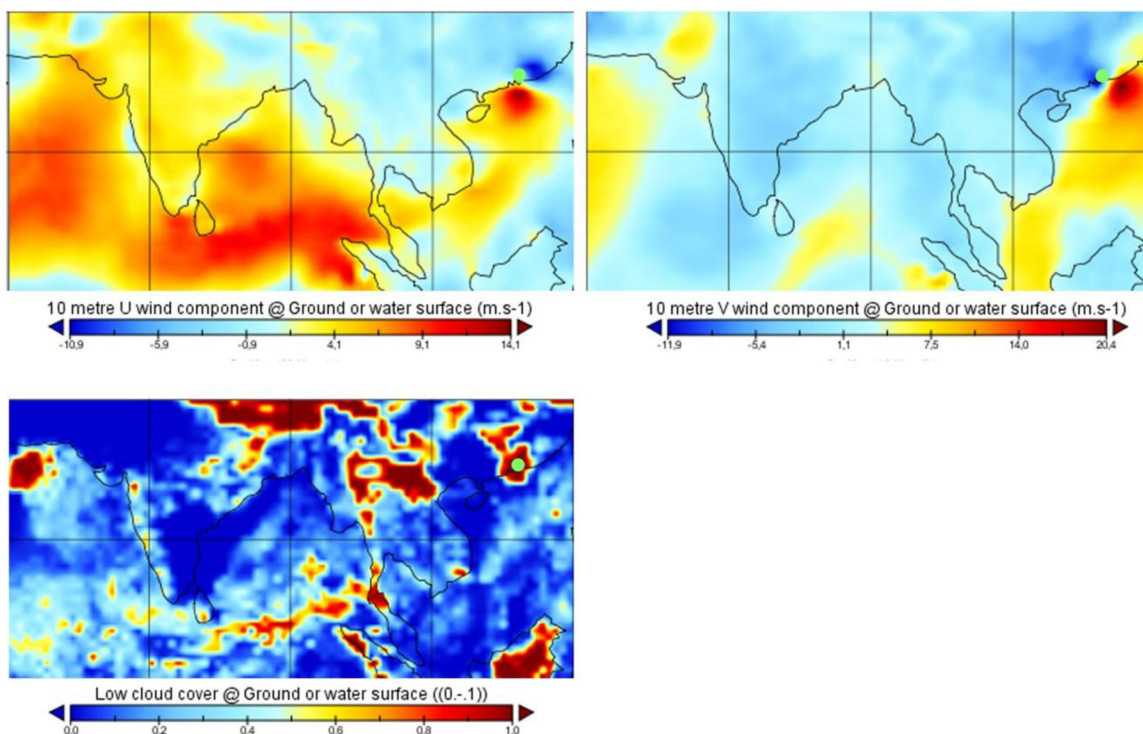
Na obr. 4.7 jsou vidět modely počasí z 28. 12. 1997. Střed letu UA 826 se stříhem větru proběhl přibližně v 14:30 UTC a tak byla vybrána měření ze synoptických termínů 12:00 a 18:00 UTC. Z modelu počasí je vidět, že letadlo se se stříhem mohlo setkat ze dvou hlavních důvodů. První je, že v místě stříhu se subtropický JTST dělil na dvě větve, což je podle teorie stříhu v JTST místo, kde k významným stříhům a CAT dochází. Druhým důvodem, jak už vyplynulo z hlášení letadla tak, jak bylo uvedeno v [58], mohl být fakt, že se v blízkosti vyskytovala vertikálně mohutná konvekční oblačnost. Ta na modelu přímo nekoreluje s místem střetu, ale při uvažování zprůměrování dvou použitých synoptických termínů v modelu a za přihlídnutí k hlášení pilotů letu UA 826 můžeme uvažovat i možnost, že prudký stříh mohl být způsobený mohutnou konvektivní oblačností a doprovázen konvektivní turbulencí, namísto CAT.

4.4.2 Střih větru při přistání v Hongkongu; China Airlines, let 642

22. 7. 1999 v 10:43 UTC došlo k nehodě MD-11 letu 642 společnosti China Airlines. MD-11 létal na pravidelné lince z Bankoku do Tapei s mezipřistáním v Hongkongu. Let probíhal poklidně až do finálního přiblížení v Hongkongu, které probíhalo na dráhu 25 L. Počasí na letišti ovlivňoval tajfun „Sam“ se středem vzdáleným 50 km severovýchodně od letiště. Pro silný déšť byly dráhy mokré. Zpráva ATIS obsahovala varování na silný střih větru a silnou turbulenci na dráze přiblížení. Ve výšce 700 ft obdržela posádka hlášení o větru v hodnotě $320^\circ/28$ kt s nárazy 36 kt. To znamenalo boční vítr 21 kt s nárazy 27 kt. To pro MD-11, certifikovaným na 35 kt bočního větru nemělo znamenat větší problém pro letadlo, nicméně podle předpisů společnosti China Airlines měli piloti zakázáno přistávat s bočním větrem 24 kt v nárazech. Při přistání došlo ke střihu větru a poklesu IAS, na kterou piloti reagovali zvýšením tahu motorů. Místo toho, aby zahájili proceduru „go around“, po chvíli opět stáhli přípusť a pokračovali v přiblížení se zapnutým automatem tahu. Ten ve výšce 50 ft stáhnul tah motorů na volnoběh a letadlo, které v tu chvíli vletlo do dalšího silného poryvu, dosedlo s výrazným náklonem prudce na dráhu, pravý podvozek se ulomil a utrhlo se pravé křídlo. Hořící letadlo vyjelo z dráhy vpravo ze směru přistání. Při havárii zahynuli tři cestující[3].

Celá letecká nehoda byla velmi dobře zdokumentována a důkladně vyšetřena a proto byly pro analýzu počasí vybrány pouze tři parametry ze synoptických termínů 00:00 a 12:00 UTC:

- meridionální a zonální přízemní vítr v oblasti
- konvektivní srážky v oblasti



Obr. 4.8 Model počasí během přistání letu China Airlines [autor].

Situace v okolí mezinárodního letiště v Hongkongu ze dne 22. 7. 1999 byla po všech stránkách dobře zmapovaná a tak je jednoznačné, že meteorologický jev, doprovázející nehodu letu 642 společnosti China Airlines byla tropická cyklona (tajfun) s místním názvem Sam. Tropické cyklony jsou i pro letectví nebezpečným jevem, ale protože jsou dobře detekovatelné, pozorovatelné a předpověditelné, je velmi jednoduché se jim vyhnout. V případě havárie letu 642 China Airlines došlo k hrubé nekázni pilotů, přecenění osobních schopností i výkonů letadla a neznalost SOT.

5 STŘIH VĚTRU V PRAXI LETECKÉ METEOROLOGIE

Hlavním úkolem letecké meteorologické služby je přispívat k bezpečnosti, pravidelnosti a hospodárnosti civilního letectví. To zahrnuje i sledování, předpovídání a hlášení význačných meteorologických jevů, mezi které spadá i stříh větru.

5.1 Pozorování stříhu větru

V reálném čase se stříh větru dá sledovat vizuálně, nebo za pomoci přístrojů.

5.1.1 Vizuální pozorování stříhu větru

Podle [21] se dá vizuální pozorování vykládat buď jako přímé pozorování meteorologických jevů očima pozorovatele, nebo jako pozorování, kdy pozorovatel vizuálně pozoruje údaje základních meteorologických přístrojů, bez použití automatizace, nebo záznamové techniky. Pro naše účely se budeme řídit první z těchto možností.

Stříh větru nemůže být pozorován přímo, ale ve většině případů mohou být pozorovány jeho důsledky, vliv na okolí. Některé z jevů, které napomáhají stříh větru rozpoznat, už byly zmíněny v kap. 4. Žádný z nich sám o sobě nemusí být důkazem ničivého stříhu větru. Je potřeba brát v úvahu i charakteristiku místa, kde pilot s letadlem letí, nebo přistává.

- blízké oblaky nebo oblaky v různých výškách se pohybují rozdílnými směry.
- ukazatele směru větru (větrné rukávy) v okolí letiště vlající rozdílnými směry
- sloupy kouře pohybující se různými směry
- Cb arc, nebo Cb tub pohybující se na náběžné hraně húlavy
- prach nebo písek rozfoukáváný propadem vzduchu, někdy tvoří prstence
- prach unášený húlavou
- Cu vir nebo Cb vir
- vlnové nebo rotorové oblaky
- silné deště
- tornáda
- oblaka Ci, Cc, Cs unc v pásech
- oblak Cu len, který značí přítomnost proudění ve tvaru vln [10]

5.1.2 Pozorování stříhu větru „standardními“ meteorologickými přístroji

Anemometry

Přístroje určené k měření rychlosti, nebo rychlosti a směru větru. Ty jej na letištích měří v horizontální rovině. Ve snaze získat co nejkomplexnější informaci o směru a rychlosti větru, zejména ve směru přistání a vzletů se sdružují větší množství anemometrů do složitějších, automatizovaných instalací. Na tomto principu byl vyvinut i systém výstrahy proti nízkohladinovému stříhu větru LLWAS. Některá letiště instalují anemometry na vyvýšená místa, jako jsou např. okolní televizní vysílače a podob., aby mohl být určován stříh větru v mezní vrstvě, při teplotní inverzi a LLJ.

Balonová sondáž

Stříh větru se při balonové sondáži určuje nepřímo výpočtem z měřeného směru a rychlosti větru. Dříve se data z balonové sondy získávaly za pomoci meteorografu - záznamového zařízení, které měřilo teplotu, vlhkost a tlak vzduchu. Balon se sledoval vizuálně a z jeho azimutu, šikmé dálky a polohového úhlu pozorovatel vypočítal směr a rychlost větru.

Tato metoda je značně omezena potřebou přímé viditelnosti a za zhoršené dohlednosti nelze sondu sledovat. V současnosti se k určení charakteristik výškového větru se využívá především radiosondáž. Sonda, upoutaná na balon, je vybavena rádiovým vysílačem a měřená data zasílá přímo na pozemní stanici. Pokud má zabudovaný lokátor GPS, vysílá za jeho pomoci údaje o své poloze. Údaje o poloze sondy lze získat radiolokační metodou, podobnou jako při vizuálním sledování. Z radiosondáží můžeme posoudit vertikální stříh větru ať ve směru, nebo rychlosti. Pro zjištění lokálnějšího horizontálního stříhu jsou nevhodné.

Český hydrometeorologický ústav používá k radiosondážím vodíkem plněné balóny schopné výstupu do výšky 30-35 km. Tyto balony nesou radiosondy RS92-SGP firmy VAISALA. Radiosondy ČHMÚ při svých výstupech měří PTU a vítr. Pro určování své polohy jsou vybaveny GPS. Radiosondáže probíhají v termínech 00, 06 a 12 hodin UTC. Od startu až do prasknutí nosného balonu uplyne průměrně 90 minut, proto se samotné sondy vypouštějí zhruba 30-45 minut před daným termínem.

Pozemní meteorologický radar

Meteorologické radary jsou radiolokátory, vysílající elektromagnetické vlnění o vlnové délce 2-10 cm. Toto vlnění se odráží od vodních částic uvnitř mraku a vrací se zpět na anténu radaru. V počítači je přijatý signál vyhodnocen a určuje se z něj množství vodních částic, vertikální mocnost mraku, a déletrvajícím pozorováním, také směr postupu oblačnosti. Na základě přijatých údajů se dají vytvořit prognóza velikosti a intenzity srážek

Ve vztahu ke stříhu větru pozemní meteorologické radary spolehlivě rozeznají bouřkovou oblačnost, která je nositelkou význačných stříhů. Občas meteorologické radary mohou zaznamenat i náběžnou hranu gust fronty, zobrazující ji jako tenký oblouk, nebo linii. Toto echo je způsobeno velkým rozdílem teploty a vlhkosti na náběžné hraně gust fronty, který způsobuje změnu indexu lomu vzduchu. Z tohoto echa a jeho pohybu může pozorovatel odhadnout, zda a kdy gust fronta dorazí k letišti. Existuje mnoho technik a výpočtů pro určování a předpovídání síly bouřek a lze jimi odhadovat i možnost výskytu a sílu stříhu větru.

Meteorologické družice

Na rozdíl od „klasických“ meteorologických měření pozemními a aerologickými stanicemi, které dávají spojitou, prostorově omezenou informaci (blízké okolí pozorovací stanice, nebo radiosondy), družicová data dávají informace z rozsáhlého prostoru, ovšem v diskrétních časech (obdobně, jako radarová měření). Meteorologické družice poskytují v globálním měřítku informace o prvcích všeobecné cirkulace atmosféry a charakteru polí meteorologických prvků. Díky družicové meteorologii získáváme lepší povědomí o rozložení a druzích oblačnosti i za hranicemi vizuálního a radarového pozorování.

Pro určování stříhu větru na základě družicového pozorování platí totéž, co u radarového. Na družicových snímcích můžeme bezpečně rozpoznat bouřkovou oblačnost, její postup a také gust fronty, pokud jsou doprovázeny vznikem oblaků Cb arc, nebo Cb tub. Gust fronty jsou na družicových snímcích také patrné na čáře húlav.

5.1.3 Meteorologické přístroje detekce stříhu větru

Byly vyvinuté speciálně pro detekci rychlých změn vektoru proudění v okolí letišť. Jsou jimi:

Low-Level Wind shear Alert System (LLWAS)

LLWAS je soubor několika (v původní verzi pěti) anemometrů, měřících směr a rychlost větru. Tyto anemometry jsou umístěné na strategických bodech v okolí letiště a předávají svá data do vyhodnocovací a zobrazovací jednotky, která bez ustání porovnává vektory větru v celém perimetru. LLWAS rozeznává stříh větru analýzou horizontálního pole větru.

V původním záměru byl LLWAS vytvořen v polovině sedmdesátých let v USA. Jeho účel byl detekovat gust fronty, přecházejících přes letiště. V tomto ohledu fungoval systém velmi dobře, i když vykazoval relativně velký počet falešných varování. Postupem objevů v oblasti nízkohladinového stříhu větru se přišlo na to, že gust fronty nejsou zdaleka všechny hrozby stříhu větru, spojené s konvektivní oblačností.

Microburst, jako jev malých horizontálních rozměrů totiž bez povšimnutí vznikl mezi jednotlivými anemometry v síti. Následovala série vylepšení, která v první řadě sestávala z navýšení anemometrů v sítích LLWAS tak, aby pokryly minimálně kruh okolo letiště o poloměru 3 NM. Tak počet anemometrů na letištích narostl z původních pěti kusů až na třicet dva kusů (Denver International Airport). Rozíštěním anemometrů v okolí letiště se zabývá FAA Order číslo 6560.21A [7]. Detekce stříhu větru byla zajištěna virtuálním rozdělením sítě do trojúhelníků o třech anemometrech a algoritmem, který počítal divergenci proudění mezi vrcholy (jednotlivými anemometry) a hranami trojúhelníků o dvou anemometrech. Tak se dosáhlo toho, že služby ATS mohly dávat pilotům odhady nárůstu nebo úbytku čelního či zadního větru (vzhledem k dráze vzletů a přistání).

Takto vylepšený systém nejenže umožňoval pozorování divergujícího vzduchu v downburstech, ale dokonce byl schopen zaznamenat i convergující výstupné proudy před gust frontami, což umožňovalo tvořit varování před stříhovým počasím ještě před tím, než gust fronta dosáhla letiště. Pokud byla předpovídaná hodnota stříhu větru 15 kt, vydávalo se varování „wind sheat with loss“ (stříh větru se ztrátou čelního větru). Pokud dosáhla hodnota stříhu 30 kt, varování znělo „microburst“ [10].

V dnešní době jsou původní miskové anemometry (i v soustavách LWASS) nahrazeny anemometry sonickými, které poskytují vyšší přesnost měření a menší potřebu údržby, protože nemají pohyblivé části.

Dopplerovský meteorologický radar

Dopplerovský radar využívá poznání, že elektromagnetická vlna, odražená od pohybujícího se tělesa se mírně liší od vlny vyslané radarem ve fázi, nebo frekvenci. Dopplerova jevu se v radarové technice využívalo nejprve v rozvoji radarů ATC a s pokroky technologie a

rozvojem mikrovlnných radarů se otevřela úplně nová kapitola meteorologického pozorování význačných jevů.

Dnes jsme díky Dopplerovským meteo-radarům schopni analyzovat konvekční mrak určit budoucí rozvoj bouřkového mraku jen podle velikosti a pohybu drobných vodních kapiček, kapek deště, sněhu, nebo krup. To meteorologům umožnilo třidimenzionální modelování bouřkových mraků a posunulo porozumění význačných jevů. Schopnost klasických meteorologických radarů detekovat čela front z rozdílné odrazivosti vzduchových mas je u Dopplerovských radarů rozvinuta do té míry, že jsou schopny rozeznat CAT.

Terminal Doppler Weather Radar (TDWR)

TDWR je Dopplerovský meteo-radar s třidimenzionální „tužkovou“ vyzařovací charakteristikou (tloušťka paprsku je $0,55^\circ$), operující na frekvencích 5,6-5,65 GHz. Instaluje se v blízkosti letišť, a je používán k detekci nebezpečných jevů, jako jsou downbursty, gust fronty, intenzivní srážky, atd.

Pro své dobré vlastnosti i slabiny se TDWR často instaluje na letištích společně s LLWAS a tím se dosahuje vynikajících výsledků v detekci a varování před nízkohladinovým stříhem větru.

Sound wave Detetion And Ranging (SODAR)

Je to meteorologický přístroj používaný, jako „profilovač větru“ (wind profiler). Funguje obdobně, jako radar, jen místo elektromagnetických vln vyzařuje vlny zvukové o vlnové délce 1000-4000 Hz. Z analýzy jejich odrazů od atmosféry měří rychlost a směr vzduchu, turbulence a teplotní inverze. Dokáže určit stříh větru, i když je zpracování dat v sodaru pomalejší

(5-20 minut) a tak jej zatím není možné použít k vydávání pravidelných výstrah na stříh větru způsobený konvektivní oblačností. Dosah sodaru je do 2 km. Sodar, nám nejbližší se nachází poblíž letiště ve Vídni. Jedná se o Doppler SODAR PCS.2000-64 od společnosti METEK, rozšířený o dvě antény RASS a umožňuje profilování horizontálního i vertikálního větru a také profilování teploty ve výškách 50-500 m nad zemí. Pro použití službami ATS je výška 500m plně dostačující.

Light Detection And Ranging (LIDAR)

Lidar je další z meteorologických systémů dálkového průzkumu atmosféry. Lidar vysílá laserový paprsek a potřebné výstupy získává zpracováním charakteristik odraženého záření (obdobně jako radary, nebo sodary).

Lidar používá laserový paprsek v ultrafialovém, viditelném i infračerveném spektru k detekci předmětů, jako jsou kameny, ale i aerosoly, mraky, a dokonce i jednotlivé molekuly. Vlnové délky paprsku se pohybují mezi 10 a 250 mikrometry.

První použití laserového paprsku k měření proběhlo krátce po vynálezu laserového paprsku v šedesátých letech. Měřila se tak výška oblačnosti pro účely NCAR. Lidary jsou také hojně využívána v geografii (mapování povrchu, měření vzdáleností atd), energetice, robotice, výzkumu vesmíru a mnoha dalších odvětvích. V letectví jsou lidary instalovány v blízkosti letišť, na palubách letadel i na meteorologických družicích.

Integrated Terminal Weather System (ITWS)

Ve spojení se sledováním stříhu větru v blízkosti letišť se v zahraniční literatuře setkáváme s pojmem ITWS. Jde o zkratku slov Integrated Terminal Weather System a v jednoduchosti jde o spojení TDWR, LLWAS, AWOS/ASOS, systémy detekce blesků, MDCRS [41], informacemi z FAA a NWS a mnoha jiných zařízení. Tato síť funguje na území USA a je snahou o maximální zabezpečení a zefektivnění letecké dopravy v rizikovém počasí. V dokumentu [10] je uvedeno, že implementace ITWS a následné zvyšování kapacity letišť v nebezpečném počasí přináší letišťům v USA 452 mil. USD ročně. Pro znázornění výhod zavedení ITWS slouží obr C v přílohách.

5.2 Předpověď stříhu větru na letištích

Zařízení a metody, uvedené v kap. 5. 1 jsou cennými nástroji k předpovědi stříhu větru. Bez nich je předpověď velmi obtížná, téměř nemožná. Bez pomoci přístrojů je jedinou možností perfektní znalost meteorologických jevů, které stříh větru produkují. Přesto je předpověď značně nejistá a je zde téměř nulová šance předpovědět intenzitu vzniklého stříhu větru.

Je možné dobře předpovídat méně nebezpečné stříhy větru velkých měřítek (nepřechodné), na základě detailních synoptických pozorování, pozorování přízemního větru i výškových analýz atmosféry. U předpovídání orografického stříhu větru je nutná také dobrá znalost okolí letiště a vztah terénních překážek vůči převládajícímu větru. Předpovědi přechodného nízkohladinového stříhu větru jsou naopak velice obtížné. Přestože existují spolehlivé postupy předpovědi konvektivní bouřkové oblačnosti, je téměř nemožné určit, zda, kdy a hlavně o jaké bude přítomen silný stříh větru ať už v podobě downburstů, nebo tornád. O gust frontách můžeme říci, že jsou přítomny u každé bouřky, avšak bez sondáže ani u gust front nedokážeme určit jejich intenzitu.

Meteorologická předpověď význačného počasí obvykle používá následující specifikaci: *jev, čas výskytu a intenzita*, tzn. jaký jev je očekáván, kdy je očekáván, jaké bude mít trvání a jak bude silný. Co do intenzity stříhu větru, stejně jako jakéhokoli letectví-ohrožujícího meteorologického jevu, jde o velmi důležitou specifikaci v pilotní praxi, protože dává pilotům schopnost lépe promyslet, zda pokračovat v letu, nebo se danému jevu vyhnout.

5.2.1 Intenzita stříhu větru

Stříh větru se počítá jako vektorový rozdíl mezi dvěma větry na různých místech v prostoru. Jednotkami bývají $kt/100 ft$, nebo $m \cdot s^{-1}/30 m$. Rozdělení intenzit stříhu větru na základě přesných hodnot pro letecké účely bylo přijato na konferenci v Montrealu roku 1967 (Fifth air navigation conference). Stříh větru byl na této konferenci rozdělen do čtyř kategorií, jak uvedeno v tab. 5.1.

Kategorie síly stříhu větru	Hodnota (kt/100 ft)
Lehký (Light)	0-4 včetně
Mírný (Moderate)	5-8 včetně
Silný (Strong)	9-12 včetně
Velmi silný (Severe)	>12

Tab. 5.1 Intenzita stříhu větru [autor].

V době konání Montrealské konference byl zatím dostatečně znám pouze stříh větru, spojený s frontami a gust frontami. Postupem času se toto dělení ukázalo být nevyhovující, protože pilotům nedávalo dostatečně jednoznačnou informaci vzhledem k následujícím okolnostem:

- stejný stříh větru ovlivňuje každé letadlo jinak. Jedno letadlo může bez potíží zvládnout mírný stříh, kdežto jiné může mít při jeho průletu vážné potíže.
- rozdílně působí stejný stříh větru na určité letadlo při různých rychlostech tohoto letadla, vzdálenostech od stříhu větru a dobách, po které je letadlo stříhu větru vystaveno
- piloti přemýšlejí v jednotkách, které mají na palubních přístrojích a proto je velikost stříhu větru, daná pilotovi v jednotkách, pro pilota těžko uchopitelná, zejména pokud má pilot sám hlášení podávat.
- u nejnebezpečnějších jevů, spojených se stříhem větru (tornáda, microbursty atd.) se hodnoty všech tří veličin rychle mění, stříh je třídídimenzionální.

Na základě Annexu 3, z výše zmíněných důvodů není možné ve zprávách, předpovědích a varováních uvádět klasifikaci stříhu větru na lehký, mírný, silný a velmi silný [10]. Je zde však možnost pro jednotlivé státy zmíněnou škálu intenzit stříhu větru ve svých národních předpisech uvádět. Tak je tomu v českém národním předpisu L-3 Meteorologie [5].

Malé východisko pro piloty dává doplněk 6 Annexu 3, kde se uvádí, že piloti mohou k určení intenzity stříhu větru použít subjektivní hodnocení rozlišující stříh větru lehký, mírný, silný a velmi silný. Velmi silným stříhem větru se myslí stříh větru o takové intenzitě a trvání, že může přesáhnout výkon daného typu letadla a způsobí nevyhnutelnou ztrátu výšky a pád letadla, pokud pilot nemá informace z palubního zařízení pro varování a vedení, které odpovídá kritériím v TSO-C117.

5.3 Hlášení stříhu větru

V manuálu [10], app. 1, je uveden požadavek na nutnost informovat piloty o případném výskytu stříhu větru a turbulence v blízkosti letišť. Hlášení stříhu větru má svá specifika oproti hlášení jiných nízkohladinových meteorologických jevů, významných pro leteckou dopravu.

V současnosti se informace o stříhu větru získávají z přímých pozemních vizuálních pozorování, z informací rozličných meteorologických přístrojů (z nichž jsme si většinu v této práci uvedli). Tyto přístroje mohou být umístěné na letišti, nebo na příhodných meteorologických stanicích, ze kterých letecká meteorologická služba data získává. Informace o stříhu větru se také získávají z hlášení pilotů, kteří se do kontaktu se stříhem větru dostali. V případě, že je varování před stříhem větru založené na pilotním hlášení, je vhodné, aby toto hlášení zůstalo v co nejméně pozměněné podobě.

5.3.1 Hlášení a varování letecké výstražné a prognózní meteorologické služby

Letecká meteorologická služba ČHMÚ vydává hlášení v souladu s dokumenty [5] a [10]. Letecké meteorologické služby jiných států používají místo L-3 Annex 3, nebo vlastní národní předpisy. Poskytuje informace o počasí nejen pilotům, ale i službám řízení. Letecká meteorologická služba poskytuje informace o stříhu větru ve varováních před stříhem větru (wind shear warning), nebo jako doplňující informace k meteorologickým zprávám METAR, SPECI, SIGMET, AIRMET a zprávě ATIS. O stříhu větru se může pilot dozvědět (buť nepřímo) z předpovědi TAF, kde se sice neudává stříh větru, ale může se zde vyskytnout předpověď výskytu bouřek, húlav, nálevkovitých oblaků aj., ze kterých se s uvažováním dané oblasti dá vyvodit přítomnost stříhu větru. Více o letecké meteorologické službě v ČR je uvedeno v kap. 6.

Pro znázornění je zde uveden nástin o stříhu větru v meteorologické zprávě i ve varování před stříhem větru.

METAR:

„EDDS 120820Z 24028G45KT 210V280 9999 SCT018 12/06 Q0984 WS RWY28“

WIND SHEAR WARNING:

*„YUDO WS WRNG 01 211230 VALID 211245/211330 WS APCH RWY12 FCST SFC
WIND: 320/10 KT 60 M-WIND: 360/25 KT“*

5.3.2 Hlášení na základě pozorování z letadel

V dnešní době nejsou stále všechna letiště, ani všechna letadla vybavena systémy pro detekci stříhu větru a tak je důležité, aby informace o přítomnosti stříhu větru v okolí letišť byla podávána formou hlášení z letadel (air reports)

Pozorování stříhu větru

Na základě nařízení v [5] jsou posádky letadel povinny pozorovat meteorologickou situaci pravidelně ve fázích letu stoupání a na trati a nepravidelně mimořádně v kterékoli fázi letu. Meteorologická situace má být letadlem předávána službám ATS pomocí datového spoje s využitím ADS (automatický závislý přehledový systém) nebo SSR v módu S. Pokud tyto systémy nejsou k dispozici, podávají piloti tato hlášení pomocí radiotelefonního spojení.

V souvislosti se stříhovým počasím musí být v rámci mimořádných hlášení z letadel, kdykoli jsou pozorovány, nebo kdykoli dojde ke střetu s danými jevy, hlášeny následující:

- mírná, nebo silná turbulence
- silná horská vlna
- bouřky bez krup i s kroupami, zastřené, prorůstající vrstevnatou oblačností, zasahující rozsáhlé oblasti, nebo na čarách instability
- stříh větru, uváží-li velitel letadla, že by mohl tento stříh působit ohrožení bezpečnosti, nebo výrazné ovlivnit provoz jiných letadel.

Podrobnosti pro pozorování za letu jsou uvedeny v Annexu 3, či v ČR, v jeho národní adaptaci L-3 Meteorologie.

Hlášení stříhu větru

Hlášení stříhu větru by mělo mít následující strukturu:

- co nejstručnější popis události, obsahující slova *stříh větru* (*wind shear* v anglické radiokomunikaci)
- pokud je stříh větru způsoben prouděním ve tvaru vln, které má průběh výstupných a sestupných proudů (s minimem CAT), hlásí se pod kódem UDDF
- kvalitativní hodnocení intenzity, jako *lehký*, *mírný*, *silný*, nebo *velmi silný* (light, moderate, strong, severe), nebo hodnotu změny rychlosti IAS či GS. Lze také použít hodnocení undershoot či overshoot podle vlivu stříhu větru na dráhu letu.
- typ letadla v souladu s kap. 5 Annexu 3 (v [5], dopl. 4)
- výška, ve které byl stříh větru pozorován
- fáze letu
- vhodné detailnější meteorologické informace (například z vhodných palubních přístrojů změnu směru a rychlosti větru)

Pilot musí vždy strukturu radiokomunikace přizpůsobovat vytíženosti frekvence. Výše uvedená struktura hlášení z letadla může v praxi vypadat následovně, ve dvou verzích, podle množství času, který pilot k podání zprávy má:

Krátká zpráva

„*WIND SHEAR A320 ON APPROACH RWY 22*“

Dlouhá zpráva

„*[volací znak letadla] STRONG WIND SHEAR B747 AT 250 FEAT ON APPROACH RWY 36 LOST 10 KT AIRSPEED*“

Některé detaily zprávy se mohou lišit, ale základní struktura hlášení by měla být zachována.

5.3.3 Hlášení službou řízení letového provozu

Služba ŘLP je spojovacím můstkem mezi meteorologickou službou a posádkami letadel. V případě obdržení hlášení o stříhu větru z paluby letadla, okamžitě předává toto hlášení dalším letadlům, kterých se to týká, vkládá tuto informaci do zprávy automatické informační služby řízené koncové oblasti (Automatic Terminal Information Service), neboli ATIS. Hlášení z letadla také předává letecké meteorologické službě.

Hlášení o stříhu větru na základě hlášení letadel

Veškerá hlášení o výskytu stříhu větru, prováděné službou ŘLP probíhají v souladu s předpisem L 4444. Informace přijaté z paluby letadla by měly zůstat nezměněné, i když je v případě potřeby možné, aby byly doplněny o chybějící informace (číslo dráhy, typ letadla atd.). Takové hlášení by mělo splňovat určitou strukturu:

- stříh větru (wind shear)
- typ letadla
- popis události (tak, jak nahlásil pilot)
- výška, ve které ke střetu se stříhem větru došlo
- fáze letu, ve které ke střetu se stříhem větru došlo
- číslo dráhy
- čas střetu se stříhem větru
- další meteorologické, nebo provozní informace

Příklad takové zprávy:

„WIND SHEAR B777 REPORTED STRONG WIND SHEAR AT 300 FT ON APPROACH RWY 18 AT 1235 MAY THRUST REQUIRED“

Hlášení na základě údajů letištního anemometru

Příklad hlášení o stříhu větru podél dráhy na základě údajů letištních anemometrů:

„CSA 345 CLEARED TO LAND TOUCHDOWN WIND 260 DEGREES 7 KNOTS STOPEND WIND 160 DEGREES 16 KNOTS“.

Hlášení na základě dat z LLWAS

Je-li na letišti instalován systém LLWAS, je možné varování o stříhu větru, vydávaná na jeho údajích koncipovat následovně:

„WIND SHEAR ALERT CENTRE FIELD WIND 280 DEGREES 20 KNOTS WEST BOUND RAY WIND 190 26 KNOTS“.

Služba ŘLP pokračuje ve vysílání jakékoli výstrahy až do doby, kdy od daného letadla, nebo letištní meteorologické služby obdrží informaci, že význačný jev skončil.

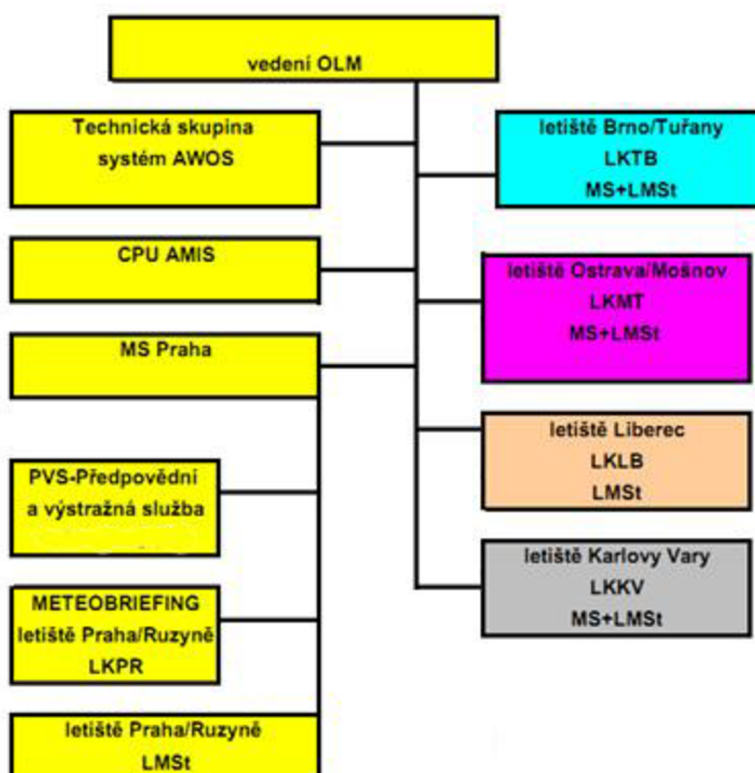
Pokud je na letišti nainstalovaný jiný systém detekce stříhu větru, musí se služba ŘLP při vydávání výstrah, založených na jeho údajích řídit doporučeními v Annexu 3.

6 STŘIH VĚTRU A LETECKÁ METEOROLOGICKÁ VÝSTRAŽNÁ A PROGNOZNÍ SLUŽBA

Letecká meteorologická služba (LMS) je součástí odboru letecké meteorologie (OLM), ČHMÚ. Svůj úkol, dopomáhat k bezpečnosti, pravidelnosti a hospodárnosti civilního letectví, plní v rámci ČHMÚ dodáváním potřebných meteorologických informací cílovým uživatelům[54].

6.1 Odbor letecké meteorologie

Pro obecnou představu struktury, oblastí působení a pravomocí jednotlivých složek OLM slouží následující rozdělení.



Obr. 6.1 Struktura OLM [53].

ČHMÚ poskytuje potřebná data pro zabezpečení letecké dopravy

- jednotlivým uživatelům
- provozovatelům
- členům posádek
- stanovištím LPS
- správám letišť
- záchranným koordinačním střediskům
- dalším složkám podílejícím se na organizaci, nebo rozvoji civilního letectví

LMS poskytuje služby v souladu s předpisy L-3, oblastními předpisy ICAO a s ohledem na národní a místní postupy, založené na požadavcích provozovatelů.

Letecká meteorologická výstražná služba vydává zprávy SIGMET, AIRMET, výstrahy pro FIR LKAA a výstrahy pro jednotlivá letiště. Letecká meteorologická předpovědní služba se stará o vydávání předpovědí GAMET, TAF, TREND, TAKE-OFF, oblastních předpovědí, letových předpovědí a předpovědí pro tratě.

6.1.1 Pozorování stříhu větru na letištích v ČR

Pro sepsání postupů určování stříhu větru LMVS bylo pro účely této práce vybráno Letiště Václava Havla Praha, Ruzyně. Přestože obecné pozorování stříhu větru na letištích, uvedené v kap. 5 je platné pro velkou část světových letišť, má pozorování, předpovídání a hlášení stříhu větru svá specifika, daná národním předpisem L-3 Meteorologie [5]. Ten udává (hlava 7, odst. 7.4.1, pozn.), že výstrahy na stříh větru nejsou v ČR vydávány. Přesto jsou v předpise uvedeny postupy pro vydávání výstrah i jejich hlášení.

6.1.2 Praxe na letišti Václava Havla Praha

Na letišti Václava Havla nejsou žádné specializované prostředky pro určování stříhu větru a ani za pomoci standardních meteorologických přístrojů není stříh větru pozorován. Česká Republika je naštěstí územím, na kterém k výraznějším stříhům větru nedochází. I když může v některých lokalitách dojít ke vzniku LLJ, katabatických větrů, stříhů v teplotní inverzi aj. ty jen velmi vzácně ovlivňují provoz letišť.

Informace o stříhu větru dostává letištní meteorologická služebna pouze z hlášení letadel. V případě, že posádka stříh větru hlásí, nevydává se na českých letištích výstraha, ale na konec zprávy METAR se přidá informace o stříhu, např. WS RWY 26 (kap. 5.3.1). Tato přidaná informace o stříhu se vydává společně se zprávou METAR dvakrát a pokud není během těchto dvou vydání stříh větru potvrzen další posádkou, WS varování se z konce zprávy METAR opět odebere. V praxi se piloti mohou informovat o potenciálním stříhu větru z letištní předpovědi TAF, kde jsou vydávány výstrahy na silný vítr a turbulenci, které v některých případech jsou, jak bylo předesláno v předchozích kapitolách, průvodní jevy stříhu větru. Hlášení o stříhu větru předává letištní meteorologická služba k dalšímu zpracování na briefing.

7 ROZBOR SITUACÍ S VÝSKYTEM STŘIHU VĚTRU NA ZÁKLADĚ AEROLOGICKÝCH ÚDAJŮ ČHMÚ

ČR je zemí, ve které není stříh větru faktor, který by působil ohrožení bezpečnosti letecké dopravy. Četnost jeho výskytu a intenzita jsou natolik malé, že není potřeba, aby ho letecká meteorologická služba sledovala. Z tohoto důvodu nejsou na letištích v ČR instalovány zařízení, pro sledování, nebo předpověď nízkohladinového stříhu větru, nevydávají se výstrahy ani předpovědi stříhu větru a veškerá hlášení jsou na základě hlášení posádek letadel.

7.1 Postup získání a zpracování dat

Pokud na našem území dojde ke stříhu větru za letu, hlásí posádka přítomnost stříhu větru formou hlášení AIREP, nebo PIREP. Tyto hlášení jsou zasílány letištní meteorologickou stanicí na meteobriefing ČHMÚ, kde se následně ukládají k případnému dalšímu zpracování. Meteorologická služba na letišti podle hlášení AIREP sestaví dodatek ke zprávě METAR, jak bylo uvedeno v 5. 3. 1 a 6. 1. 2.

Ve spolupráci s meteobriefingem byly dohledány AIREPY z období let 2013-2014. Byly v něm dohledány celkem tři hlášení, z čehož dvě byly podány v prostoru LKPR, tzn. v blízkosti radiosondážní stanice Praha, Libuš. V následné spolupráci s aerologickým oddělením ČHMÚ byla k těmto dvěma hlášením přiřazena nejbližší možná radiosondážní měření.

Textové výstupy z radiosondáží byly zpracovány v programu MS Excel 2007 do odpovídajících grafů. Pro účely práce byly potřebné zejména údaje o rychlosti a směru větru.

7.2 Rozbor jednotlivých situací

Stříh větru v okolí letiště, který bývá v rámci meteorologického zabezpečení letiště sledován, je zejména nízkohladinový. Z charakteru radiosondážních měření je zřejmé, že je jimi pozorovatelný pouze vertikální stříh větru. Vezmeme-li také v potaz lokaci LKPR a radiosondážní stanice v Libuši, je pravděpodobné, že jediný pozorovatelný stříh větru, který zároveň může ovlivnit letadla při vzletech a přistáních je stříh větru na rozhraní mezní vrstvy při teplotní inverzi.

Po zpracování aerologických dat, byly v MS Excel vytvořeny grafy rozložení teploty a rozložení a směru rychlosti s označením hladin, ve kterých byl stříh větru hlášen. Následující zobrazení a rozbor budou provedeny pro jednotlivá hlášení, podle data. Výstupy z databáze jsou ve tvaru, ve kterém byly poskytnuty meteobriefingem ČHMÚ, včetně barevného zvýraznění informací. Situace jsou řazeny postupně podle důležitosti, nikoli podle data výskytu.

7.2.1 LKPR 15.4.2014

2014-04-15 23:12

WS

MOD

ALT/FL20

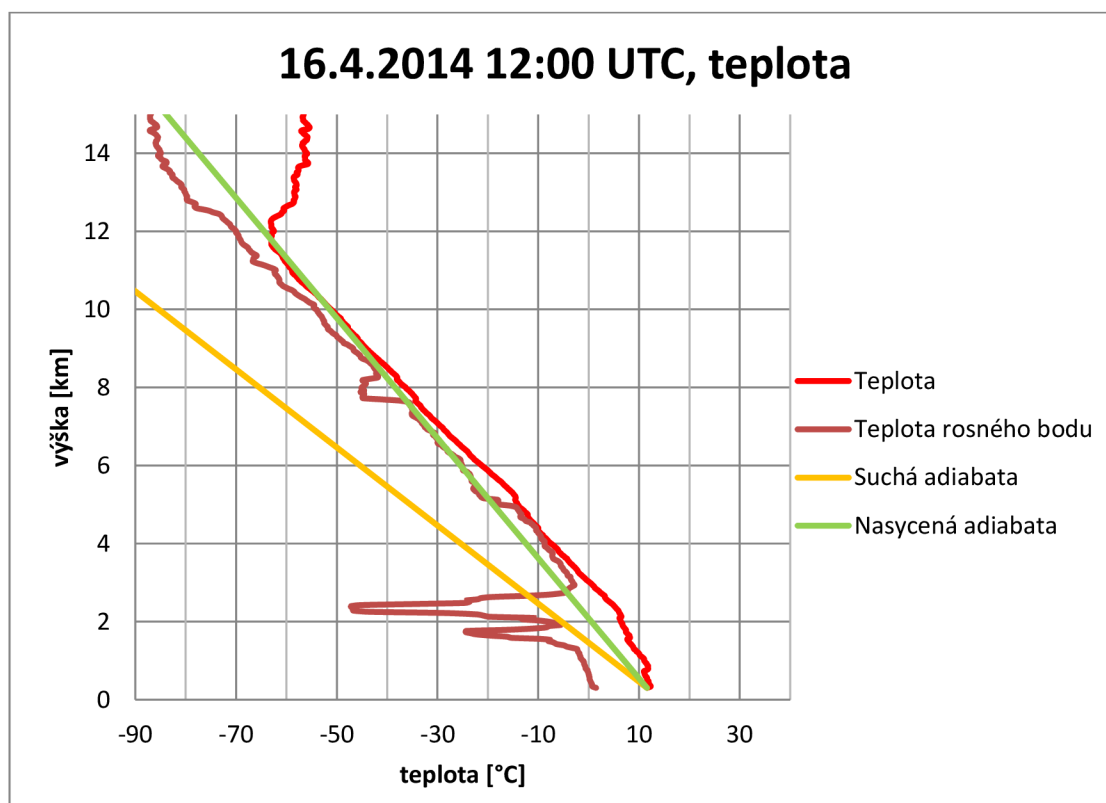
Turbovrtulové dopravní

Přiblížení RWY24 LKPR

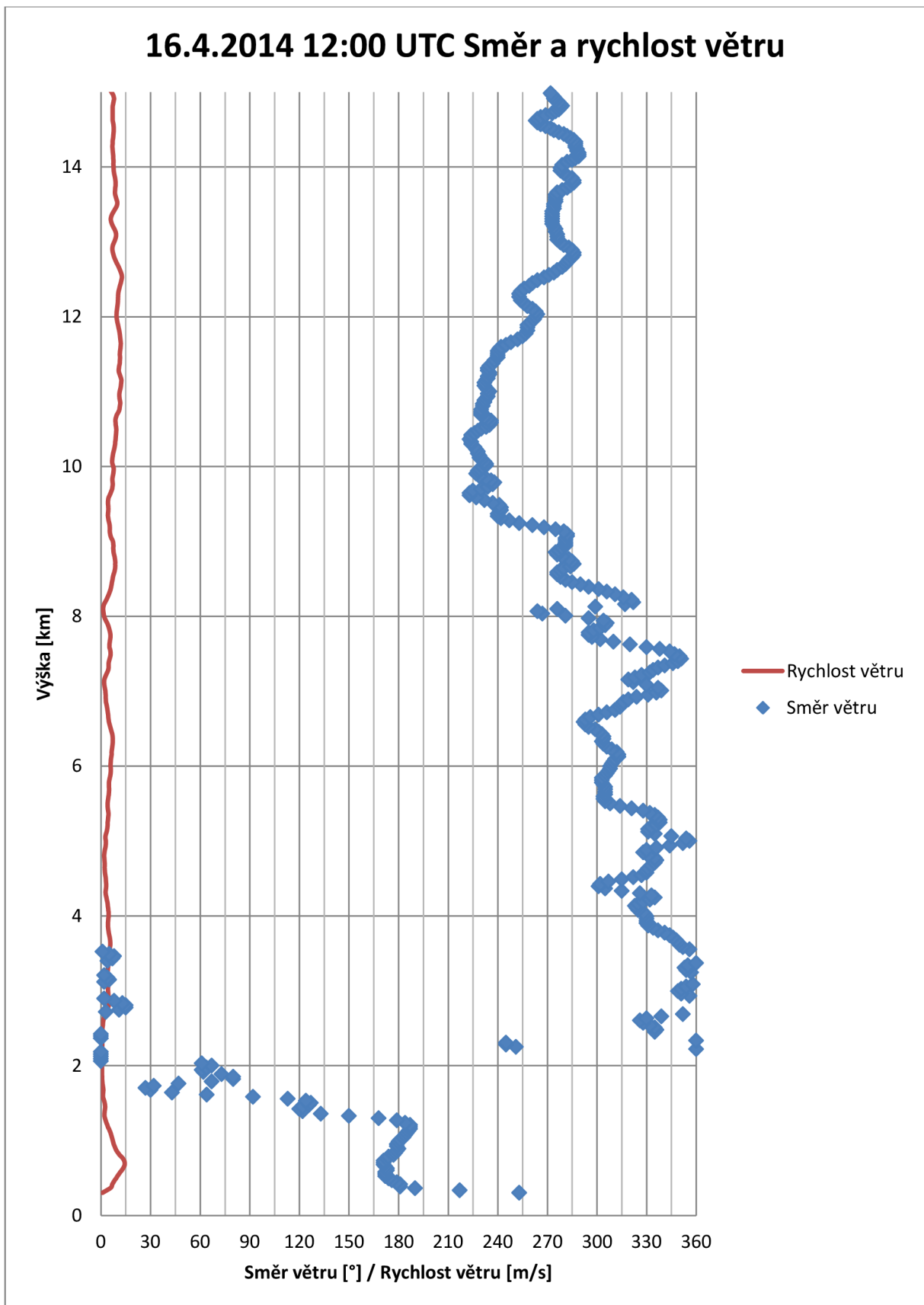
Podle vyobrazené informace můžeme situaci popsat zhruba následovně:

Dne 15. 4. 2014 ve 23:12 UTC se turbovrtulové dopravní letadlo při přiblížení na dráhu 24 letiště LKPR ve FL20 dostalo do stříhu větru, který posádka zhodnotila jako mírný a následně jej hlásila službám řízení. Informace o stříhu větru nebyla vydána v METARu, nebo nebyla zaznamenána do databáze.

Pro zhodnocení meteorologické situace dle zadání této práce byla vybrána data z aerologického výstupu dne 16. 4. 2014, 00:00 UTC. Radiosonda je vypouštěna vždy 45 min. před synoptickým termínem. V tomto případě 15. 4. 2014 ve 23:15 UTC. Sondáž končí zhruba 45 min. po termínu, tedy 16. 4. 2014 v 00:45 UTC. Grafické znázornění sondáže je zobrazeno na obr. 7.1 – 7.3

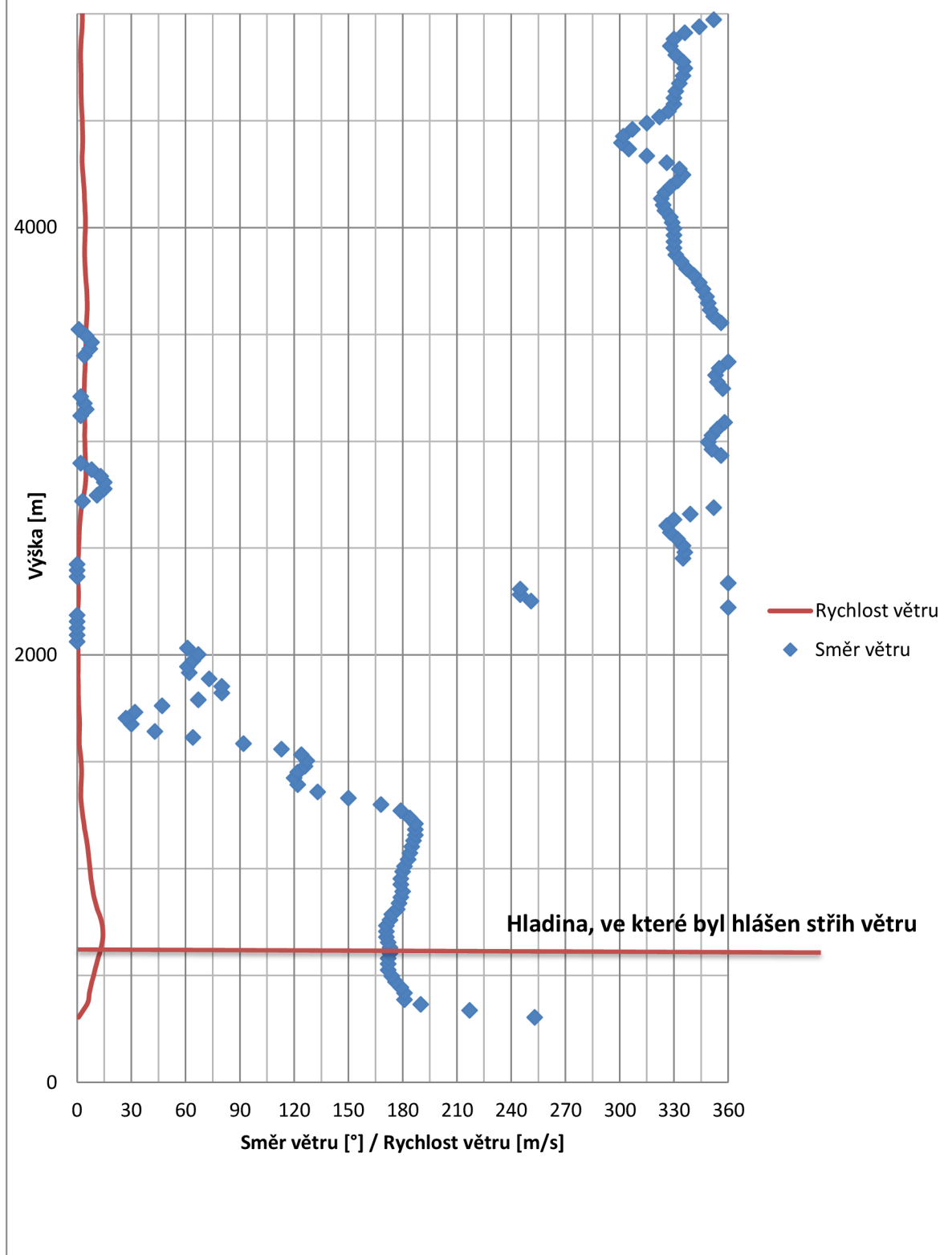


Obr. 7.1 Rozložení teploty v troposféře. Aerologická stanice Praha, Libuš. [autor].



Obr. 7.2 Směr a rychlost větru v troposféře. Aerologická stanice Praha, Libuš [autor].

16.4.2014 12:00 UTC Směr a rychlost větru (0-5 km)



Obr. 7.3 Směr a rychlost větru do výšky 4000 m nad zemí. Aerologická stanice Praha, Libuš [autor].

V grafech teploty, směru a rychlosti větru je znatelný stříh větru ve směru. Od zemského povrchu do cca 2 km se směr větru stočil z 255° na 0° (v oblasti mezi 2-4 km se vítr měnil od cca 330° po cca 010°). Přibližně ve výšce 600 m je znatelný nárůst rychlosti větru. Klasifikace mírný však znamená, že se vítr mění o 5-8 kt / 100 ft a této hodnoty změna rychlosti větru na aerologickém výstupu nedosahuje. Stříh větru tedy nebyl radiosondáží prokázán. Z toho ovšem nevyplývá, že ke hlášenému stříhu nedošlo,

To, že údaje z aerologických měření nepotvrzují výskyt hlášeného stříhu větru, může být způsobeno tím, že stříh větru může proběhnout ve velmi malé oblasti. Stejně tak radiosondážní měření je velice lokální, na rozdíl například od měření profilovací větru.

7.2.2 LKPR 16. 3. 2014

2014-03-16 11:08

WS

SEV

ALT/FL10

Proudové dopravní

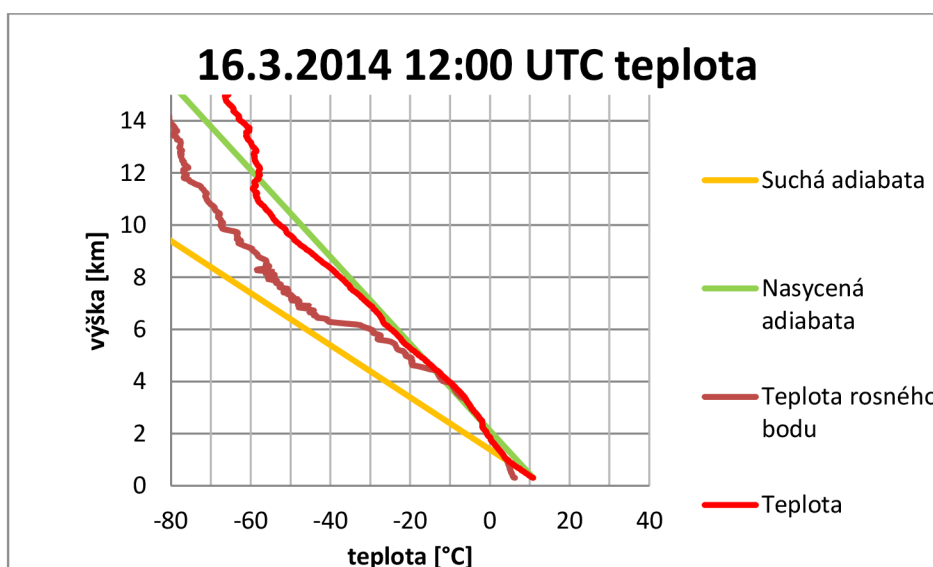
na prahu dráhy, silný stříh větru od S

Podle vyobrazené informace můžeme situaci popsat zhruba následovně:

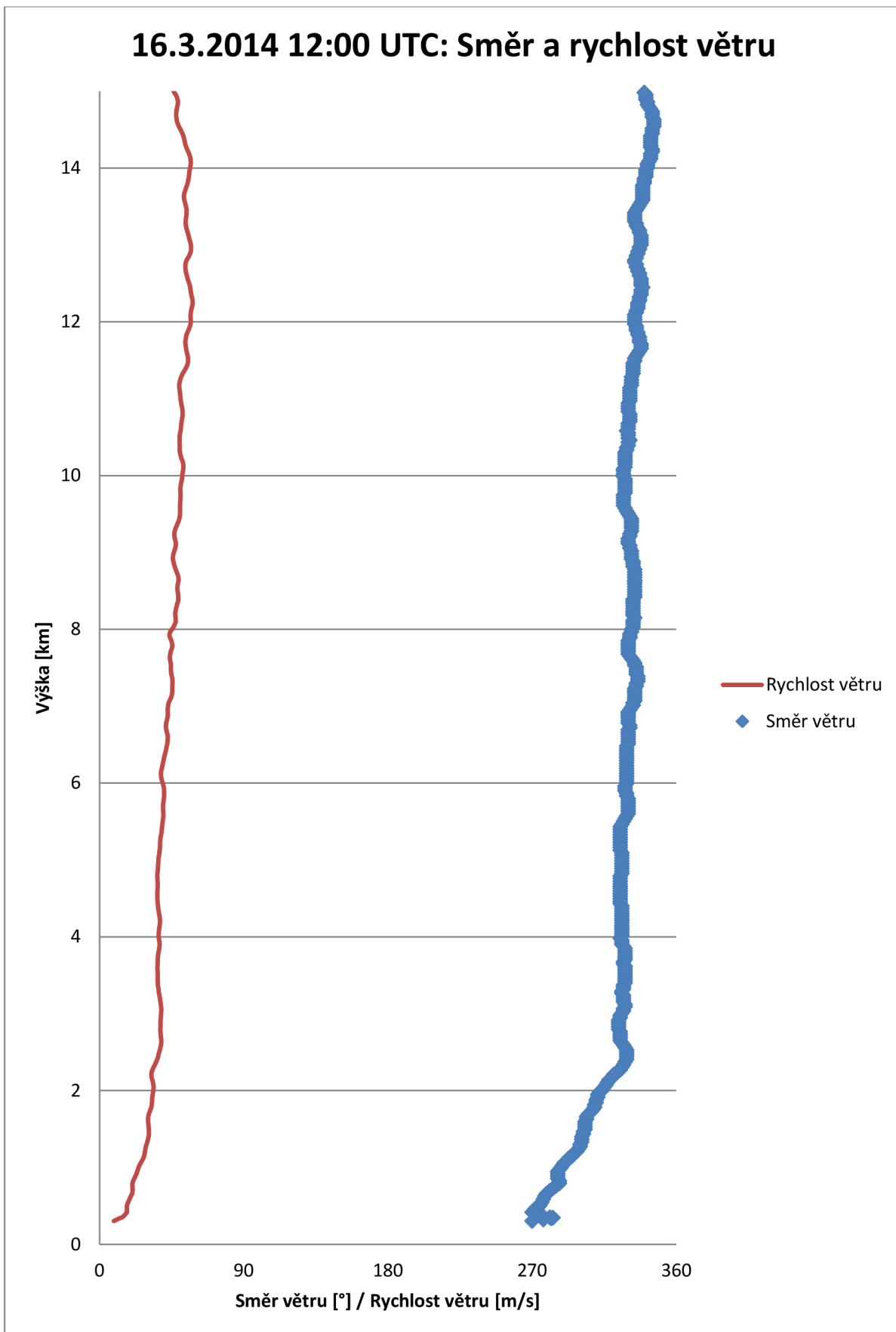
Na LKPR 16. 4. 2014 v 11:08 UTC se dopravní proudové letadlo při přistání na blíže nespecifikovanou dráhu, dostalo na prahu této dráhy do silného stříhu větru, který byl podle charakteru zprávy nejpravděpodobněji jakýmsi poryvem od jihu. Posádka stříh větru vyhodnotila jako silný a následně byl vydán následující METAR:

METAR LKTB 161130Z 29030KT 9999 SCT026 BKN033 12/06 Q1004
NOSIG RMK REG QNH 0999 WS R28=

Pro zhodnocení meteorologické situace dle zadání této práce byla vybrána data z aerologického výstupu dne 16. 3. 2014, 12:00 UTC.

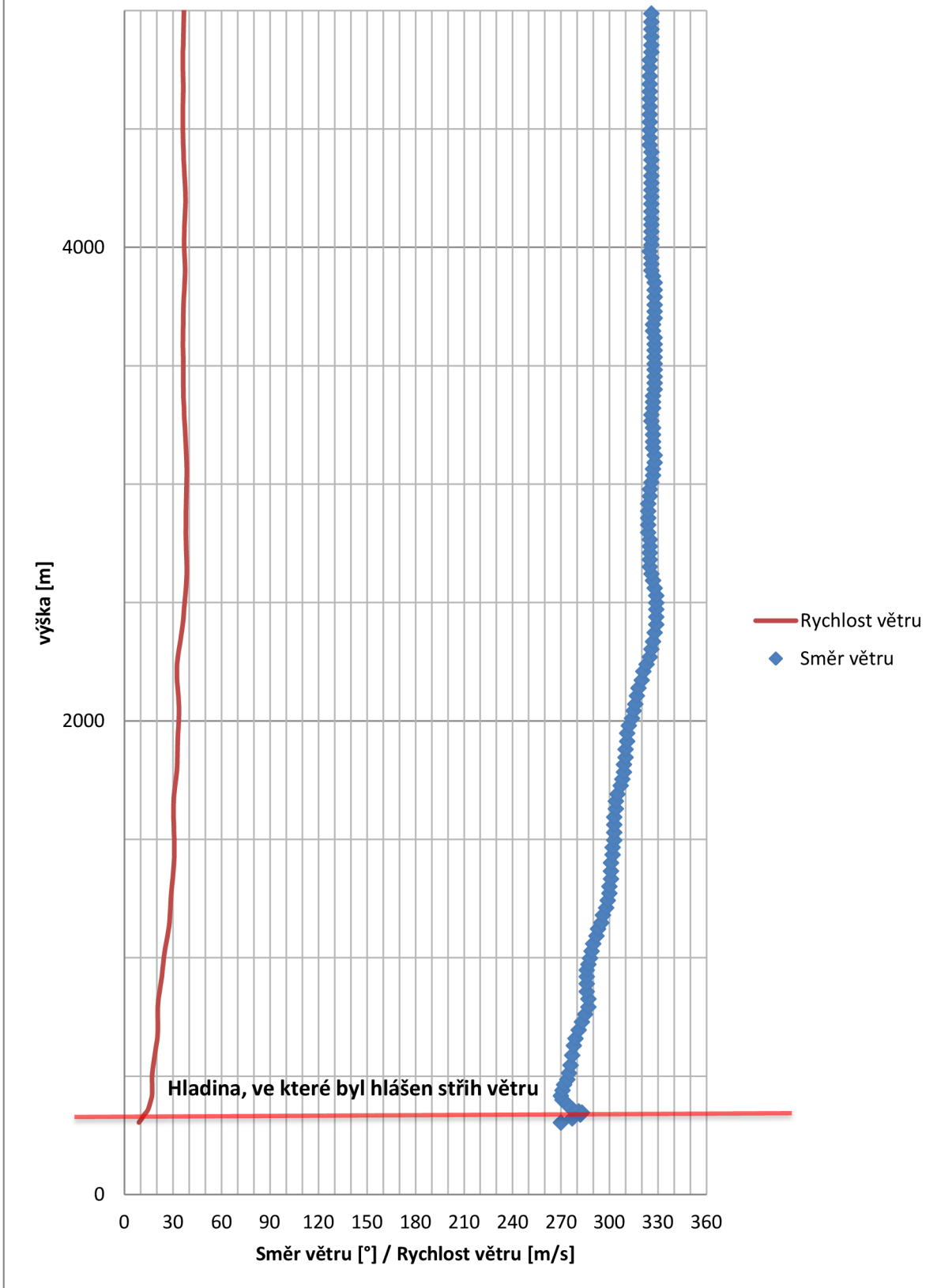


Obr. 7.4 Rozložení teploty v troposféře. Aerologická stanice Praha, Libuš. [autor].



Obr. 7.5 Směr a rychlost větru v troposféře. Aerologická stanice Praha, Libuš. [autor].

16.3.2014 12:00 UTC Směr a rychlost větru (0-5 km)



Obr. 7.6 Směr a rychlost větru do 4000 m [autor].

Z grafu rozložení teploty a grafů směru a rychlosti větru není v situaci ze dne 16. 3. 2014 12:00 UTC prokazatelný výskyt stříhu větru. To, že údaje z aerologického měření nepotvrzují výskyt hlášeného stříhu větru, je pravděpodobně způsobeno tím, že stříh větru může proběhnout ve velmi malé oblasti. Stejně tak radiosondážní měření je velice lokální, na rozdíl například od měření profilovači větru. Navíc také byl stříh, hlášený letadlem velmi nízko nad zemí a takový stříh by byl na balonové sondáži velmi těžko rozeznatelný;

7.3 Závěr porovnání

Porovnáním hlášení o stříhu větru a odpovídajících aerologických měření se ukázalo, že aerologická měření samy o sobě k detekci významných stříhů, které ohrožují leteckou dopravu, nestačí. Na našem území v současné době, ani historicky nedocházelo k významným stříhům větru, které by ohrožovaly leteckou dopravu, a tak nebylo potřeba instalovat speciální detekční systémy, ani např. jednodušší sestavy anemometrů, mj. i protože je pro každé letiště instalace nových systémů velmi nákladná.

ZÁVĚR

Cítíme-li lehký vánek na tváři, máme radost z jeho existence. Pokud nás nepřipravené zastihne náhlá húlava, vířící prach a lámající větve, budí v nás síla větru strach a úctu. Dostaneme-li se do nebezpečné povětrnostní situace na palubě letadla, tuhne nám krev v žilách.

Cílem této diplomové práce je zlepšení povědomí pilotů a zainteresovaného leteckého personálu o nebezpečných meteorologických jevech a jmenovitě o jednom z nejnebezpečnějších - stříhu větru. Dnešní doba, zaměřená na maximální zisky zanechává vliv i na letectví. Piloti jsou často vedeni k riskování spojenému s průletem nebezpečnými meteorologickými jevy za cenu úspor. Proto je dobré, aby byl pilot s nebezpečím, kterým je stříh větru, obeznámen, dané jevy a souvislosti chápal a při kontaktu s nimi se vyhýbal zbytečnému riskování, zvláště, má-li zodpovědnost za techniku i cestující na palubě.

Přínosem práce je zevrubná analýza souvislostí vzniku stříhu větru. V minulosti nebylo v České republice vypracováno mnoho obdobných studií z důvodu malého výskytu nebezpečných stříhů větru na našem území. Tato práce má za cíl zvýšit povědomí českých pilotů o stříhu větru. Zejména je vhodná pro piloty, narozené v ČR, kteří létají po celém světě a pro které je možnost doplnění informací o problematice z česky spaného zdroje výhodou. V této práci se uvádí nejen příčiny stříhu větru, ale také metody pozorování, účinky stříhu větru na letadla, a hlavně postupy, které mohou posádkám letadel usnadnit střet se stříhem větru. Stručný náhled do praxe pozorování stříhu větru na světových i tuzemských letištích může usnadnit pilotům pochopení struktury postupů a hlášení. Stejně jako autorova předchozí práce, klade i tato důraz na uvědomělé a rozvážné jednání pilotů v případě střetu s význačným počasím.

SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

Monografie, časopisecké články

- [1] BABIKOV, M., 1953. Letecká meteorologie. 1. vyd. 204 s. Praha: Naše vojsko.
- [2] CARACENA, F.- HOLLE, R.L.- DOSWELL III, CH. A., 1990. Microbursts : a handbook for visual identification. 2. Vyd.[Boulder, CO] : U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, National Severe Storms Laboratory, Washington, D.C.. OCLC: 21954625
- [3] CIVIL AVIATION DEPARTMENT HONG KONG., 2004. Aircraft accident report 1/2004: Report on the accident to Boeing MD11 B-150. 123 s.
- [4] ČERVENÝ, J., a kol., 1984. Podnebí a vodní režim ČSSR. 1. Vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. 416 s.
- [5] ČESKÁ REPUBLIKA. L-3 Meteorologie. In: 49/1997 Sb. 2008. Dostupné z: <http://lis.rlp.cz/predpisy/predpisy/dokumenty/L/L-3/data/print/L-3_cely.pdf>
- [6] DVOŘÁK, P., 2010. Letecká meteorologie. 2. vyd. Cheb: Svět křídel. 482 s. ISBN 978-80-86808-85-7.
- [7] FAA Order number 6560.21A. Siting Guidelines for Low Level Windshear Alert System (LLWAS) Remote Facilities. 1898. Sb.: Orders and Notices.
- [8] HOLTON, J. R.- HAKIM, G. J., 2013. An introduction to dynamic meteorology. Fifth edition. United States: Academic Press, 532 s. ISBN 978-012-3848-666.
- [9] CHURCH , C.- R. SNOW J. T., 1993. The Tornado its structure, dynamics, prediction, and hazards. Washington, DC: American Geophysical Union, ISBN 978-111-8664-148.
- [10] ICAO., 2005. Doc. 9817. Manual on low-level windshear and turbulence. Montréal, Québec: International Civil Aviation Organization. ISBN 92-919-4609-5.
- [11] ICAO., 2011. Manual of aeronautical meteorological practice. 9th ed. Montréal: International Civil Aviation Organisation. ISBN 978-929-2318-284.
- [12] 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.
- [13] KYZNAROVÁ, 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.
- [14] Monthly Weather Review. Boston: American meteorological society, 1981, roč. 117, č. 2. ISSN: 0027-0644

- [15] Monthly Weather Review. Boston: American meteorological society, 1981, roč. 7, č. 109. ISSN: 0027-0644
- [16] NEDELKA, M., 1984. Prehľad leteckej meteorológie, 1. vyd. Bratislava: Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry. 222 s.
- [17] NEDELKA, M., a kol., 1998. Slovenský letecký slovník terminologický a výkladový. Bratislava: Magnet-Press Slovakia. 494 s. ISBN 80-968073-0-7.
- [18] PECHALA, F.- BEDNÁŘ, J., 1991. Příručka dynamické meteorologie. Vyd. 1. Praha: Academia, 370 p. ISBN 80-200-0198-0.
- [19] 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.
- [20] SKŘEHOT, P., 2008 Velký atlas oblaků. Brno: Computer Press. 366 s. ISBN 978-80-251-2015-6.
- [21] SOBÍŠEK, B. a kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha: Academia + Ministerstvo životního prostředí. 594 s. ISBN 80-85368-45-5.
- [22] STEWART, Robert William. The atmospheric boundary layer, Geneva: World Meteorological Organization, 1979, xv, 44 p. ISBN 92-631-0523-5.
- [23] Weather and Forecasting. Boston: American meteorological society, 1992, roč. 7, č. 1. ISSN 0882-8156.
- [24] Weather and Forecasting. Boston: American meteorological society, 1992, roč. 7, č. 3. ISSN 0882-8156 .
- [25] Weather and Forecasting. Boston: American meteorological society, 1992, roč. 7, č. 4. ISSN 0882-8156 .
- [26] ZELENÝ, K.- PROCHÁZKA, Z.- ŠTEKL, J.- KNÁPEK, P.- DUCHÁČ, S.- KUTÝ, L.- HUTZ, J.- ČERVENKA, J.- MAZOCH, J., 1963. Let za ztížených povětrnostních podmínek. 1. vyd. Praha: Naše vojsko. 312 s.

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

- [27] 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.
- [28] 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.
- [29] ŠVEC, M. Vliv větru na provoz letišť v ČR. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, 2012. 54 s. Vedoucí bakalářské práce RNDr. Karel Krška, CSc.

Elektronické citace a zdroje

- [30] Atmosférické jevy. Dostupné z WWW:
<http://old.chmi.cz/meteo/olm/Let_met/Pojmy_2.htm#turbulence>
- [31] CAT.
Dostupné z WWW: <http://www.skybrary.aero/index.php/Clear_Air_Turbulence>
- [32] CAT indexy.
Dostupné na WWW:
<<http://www.orbit.nesdis.noaa.gov/smcd/opdb/aviation/turb/tifcsts.html>>
- [33] CAT indexy předpověď.
Dostupné na WWW:
<<http://www.orbit.nesdis.noaa.gov/smcd/opdb/aviation/turb/tifcsts.html>>
- [34] CAT předpovědní mapa.
Dostupné na WWW:
< http://www.turbulenceforecast.com/clear_air_turbulence24.php>
- [35] CAT Wiki.
Dostupné na WWW:
< http://en.wikipedia.org/wiki/Clear-air_turbulence>
- [36] Co je to microburst?.
Dostupné na WWW: <<http://www.srh.noaa.gov/ama/?n=microbursts>>
- [37] Články meteorologie různé.
Dostupné na WWW:
< <http://glossary.ametsoc.org/?p=1&query=microburst&submit=Search>>
- [38] Databáze ERA
Dostupné z WWW: < <http://apps.ecmwf.int/datasets/>>
- [39] Definice a popis tornáda.
Dostupné na WWW:
<<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/tornada/tor2.html>>
- [40] Helicita.
Dostupné na WWW: <<http://meteomodely.e-pocasi.cz/9-helicita-srh/>>
- [41] ITWS.
Dostupné z WWW:
<<http://www.ll.mit.edu/mission/aviation/faawxsystems/itws.html>>
- [42] Jet stream.
Dostupné z WWW: < <http://www.wisegeek.org/what-is-the-jet-stream.htm>>
- [43] Jet stream Britannica.
Dostupné z WWW: < <http://www.britannica.com/EBchecked/topic/303269/jet-stream/>>

- [44] Kelvinova a Helmholtzova instabilita. Dostupné na WWW:
< http://en.wikipedia.org/wiki/Kelvin%E2%80%93Helmholtz_instability>
- [45] Kumulonimbus. Dostupné na WWW:
<<http://www.psika.cz/thunderclouds-guide/kumulonimbus.html>>
- [46] Letecká meteorologická služba ČR. Dostupné na WWW:
<http://old.chmi.cz/OS/metspol/prednasky/Skrabalova_LM_vystrahy_prognozy.pdf>
- [47] Letecké nehody
Dostupné na WWW: < http://www.asc.gov.tw/author_files/WINSHEAR.pdf>
- [48] LLJ.
Dostupné na WWW:
<http://www.skybrary.aero/index.php/Low_Level_Wind_Shear>
- [49] LLWAS FAA.
Dostupné na WWW:
< <http://www.tc.faa.gov/its/cmd/visitors/data/ACT-300/llwas.pdf>>
- [50] Meteorologická mapa:
Dostupné na WWW:
< http://cs.wikipedia.org/wiki/Meteorologick%C3%A1_mapa>
- [51] Microburst.
Dostupné na WWW: <<http://en.wikipedia.org/wiki/Microburst>>
- [52] Nastavení B737.
Dostupné na WWW:
<http://www.b737mrg.net/downloads/b737mrg_powersettings.pdf>
- [53] Nehoda silná turbulence.
Dostupné na WWW:
<<http://www.usatoday.com/story/todayinthesky/2014/05/05/severe-turbulence-injures-6-on-philadelphia-orlando-us-airways-flight/8713309/>>
- [54] Struktura OLM
Dostupné na WWW: <<http://old.chmi.cz/meteo/olm/>>
- [55] Pilot wind shear guide.
Dostupné na WWW:
<http://www.faa.gov/regulations_policies/advisory_circulars/index.cfm/go/document.information/documentID/22291>
- [56] Popis letecké nehody CHI 642
Dostupné na WWW: < <http://www.cad.gov.hk/english/n1.html> >
- [57] Popis letecké nehody CHI 642 č.2
Dostupné na WWW: < http://en.wikipedia.org/wiki/China_Airlines_Flight_642>

- [58] Popis letecké nehody UA 826. Dostupné na WWW:
< <http://aviation-safety.net/database/record.php?id=19971228-0> >
- [59] Popis letecké nehody UA 826 č.2. Dostupné na WWW:
<http://www.slate.com/articles/news_and_politics/explainer/2012/06/can_turbulence_cause_a_plane_crash_.html>
- [60] Popis letecké nehody UA 826 č.3. Dostupné na WWW:
< [http://en.wikipedia.org/wiki/United_Airlines_Flight_826_\(1997\)](http://en.wikipedia.org/wiki/United_Airlines_Flight_826_(1997))>
- [61] Přednáška meteorologie. Dostupné na WWW:
<<http://www.letiskoholic.sk/letiste/storage/Meteorologie.pdf>>
- [62] Rossbyho vlny. Dostupné na WWW: <
http://en.wikipedia.org/wiki/Rossby_waves>
- [63] SODAR ART. Dostupné na WWW: < http://www.sodar.com/about_sodar.htm>
- [64] SODAR Metek. Dostupné na WWW: < <http://www.metek.de/news-article/Tr.html>>
- [65] SODAR Wiki. Dostupné na WWW: < <http://en.wikipedia.org/wiki/SODAR>>
- [66] Střih větru. Dostupné na WWW:
< <http://www.aos.wisc.edu/~aos152/lesson11/content.html>>
- [67] Turbulence. Dostupné z WWW:
<http://www.casa.gov.au/scripts/nc.dll?WCMS:STANDARD::pc=PC_91477>
- [68] Turbulence v úplavu. Dostupné na WWW:
<http://www.faa.gov/air_traffic/publications/atpubs/aim/aim0703.html#aim0703.html.1>
- [69] Video letecké nehody Hongkong. Dostupné na WWW:
<<https://www.youtube.com/watch?v=CYwIVwxKmh8>>
- [70] Výpočet ortodromické tratě.
Dostupné na WWW: < <http://www.movable-type.co.uk/scripts/latlong.html>>
- [71] Vznik bouřek. Dostupné na WWW:
<<http://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/vznik-silnych-bourek-4.6.2011/>>
- [72] Vznik větru.
Dostupné na WWW:
< <http://geography.cz/geograficke-rozhledy/wp-content/uploads/2008/12/2-3.pdf>>
- [73] Vznik supercely
Dostupné na WWW: <<http://www.weatherwise.org/sebin/f/g/queries-img-01.jpg>>
- [74] Země, cirkulace atmosféry. Dostupné na WWW:
<http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter10/graphics/threecell_3d.jpg>

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK A SYMBOLŮ

ρ		hustota vzduchu
P_s		tlak při Zemském povrchu
		operátor horizontálního gradientu
∇_z		
°		Stupeň
°C		stupeň Celsia
A		úhel mezi směrem větru naměřeným anemometrem a směrem větru geostrofického
ADS	Automatic dependent system	automatické závislé sledování
AGL	Above ground level	nad zemským povrchem
AIREP	Aircraft report	Hlášení z letadla
App	Appendix	Dodatek
Arc	Arcus	Arcus
ASOS	Automated Surface Observing System	
ATC	Air Traffic Control	služba řízení letového provozu
ATIS	Automatic Terminal Information Service	automatická informační služba v koncové oblasti
AWOS	Automated Weather Observing System	Systém automatického sledování počasí *
AWR	Airbourne Weather Radar	palubní meteorologický radiolokátor
B		konstanta zahrnující viskozitu a Coriolisův parametr
C		Coriolisova síla
CAPE	Convective Available Potential Energy	index konvekční dostupné potenciální energie
CAT	clear air turbulence	turbulence v bezoblačném prostoru
Cb	Cumulonimbus	Kumulonimbus

Cc	Cirrocumulus	Cirokumulus
Ci	Cirrus	Cirrus
Circ	Circular	Oběžník
CLAWS	Clasify, Locate and Avoiud Wind Shear	
Cm	Centimeter	Centimetr
Cs	Cirrostratus	Cirrostratus
Cu	Cumulus	Kumulus
ČHMÚ	Czech Hydrometeorological Institute	Český hydrometeorologický ústav
ČR	Czech Republic	Česká republika
D	Drag	Odpor
Doc	Document	Dokument
ECWMF	The European Centre for Medium-Range Weather	Evropské centrum pro střednědobé předpovědi počasí
EGPWS	Enhanced Ground Proximity Warning System	Rozšířený systém varování před srážkou se zemí *
ESSL	European Severe Storms Laboratory	Evropské pracoviště pro předpověď silných bouří *
F	resultant force	fýsledná síla
f		Coriolisův parametr
FAA	Federal Aviation Administration	Federální letecký úřad
FD	Flight Director	letový povelový přístroj
FL	flight level	letová hladina
ft	Feet	Stopa
Ft		třecí síla
g		tíhové zrychlení
G		síla horizontálního tlakového gradientu

GAMET		oblastní předpověď pro lety v nízkých hladinách
GHz		Gigahertz
GPS	Global Positioning System	Globální polohovací systém
GS	Ground speed	traťová rychlost
H	Hour	Hodina
hPa	Hectopascal	Hektopascal
IAS	Indicated airspeed	indikovaná vzdušná rychlost
ICAO	International Civil Aviation Organization	Mezinárodní organizace pro civilní letectví
ILS	Instrument landing system	systém řízení přesného přiblížení na přistání
J	Joule	Joule
JAWS	Join Aviation Weather Studies	spojené studie počasí v letectví
JFK	John Fitzgerald Kennedy	John Fitzgerald Kennedy
JTST	Jet stream	tryskové proudění
K		von Karmánova konstanta
k_p		jednotkový, vertikálně orientovaný vektor v p-systému
kt	Knot	uzel
k_z		jednotkový, vertikálně orientovaný vektor v z-systému
L	Lift	vztlak
LIDAR	Light Detection and Ranging	laserový lokátor, světelný kvantový lokátor
LLJ	Low level jet stream	nízkohladinové tryskové proudění
LLWAS	Low-Level Wind shear Alert System	systém varování před nízkohladinovým stříhem větru *
LLWS	Low level wind shear	nízkohladinový stříh větru
LMPS		letecká meteorologická prognózní služba
LMS		letecká meteorologická služba

LMVS		letecká meteorologická výstražná služba
LPS		letové provozní služby
m	Meter	metr
MB	Microburst	microburst
MDCRS	Meteorological Data Collection and Reporting System	system sběru meteorologických dat a hlášení *
METAR	Meteorological aviation report, aerodrome routine meteorological report	pravidelná letecká (letištní) meteorologická zpráva
mil.	Milion	Milion
min.	Minute	Minuta
MIST	Microburst and Severe Thunderstorm	Microburst a silná bouře (studie) *
n		Délka normály k izobaře v horizontální rovině
N	North	severní
NASA	National Aeronautics and Space Administration	Národní úřad pro letectví a kosmonautiku
NCAR	National Center for Atmospheric Research	Národní centrum pro výzkum atmosféry
NIMROD	Northern Illinois Meteorological Research Of Downburst	Meteorologický výzkum downburstu v severní Illinois
NM	Nautical mile	námořní míle
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	Národní úřad pro oceán a atmosféru
Noc	Congestus	congestus
NTSB	National Transport Safety Board	Organizace bezpečnosti přepravy
NWS	National Weather Service	Národní meteorologická služba USA
O		odstředivá síla
OLM		odbor letecké meteorologie

p		tlak vzduchu
PAM	Portable Automated Mesonetwork	
PIREP	Pilot report	hlášení pilota
PTU	Pressure, temperature, humidity	tlak, teplota, vlhkost vzduchu
R		měrná plynová konstanta
RWY	runway	dráha
ŘLP		Řízení letového provozu
s		sekunda
SODAR	Sound Detection and Ranging	akustický lokátor
SSR	Secondary Surveillance Radar	sekundární přehledový radar
t		čas
\bar{T}		průměrná teplota vzduchu ve vrstvě mezi hladinami p_1 a p_2
tab.		tabulka
TAF	Terminal Area Forecast	letištní předpověď počasí
TAKE -OFF		předpověď pro vzlet
TAS	True Airspeed	pravá vzdušná rychlost
TDWR	Terminal Doppler Weather Radar	
TREND		typ přistávací předpovědi
Tub	Tuba	tuba
u		horizontální složka vektoru větru
UA	United Airlines	
USA	United States of America	Spojené státy americké
USD	US dollar	americký dolar
UTC	Universal Time Coordinated	univerzální koordinovaný čas
v		horizontální složka vektoru větru

V		časová změna vektoru rychlosti, resp. hybnosti
∇_p		operátor izobarického gradientu
Vir		virga
VPD	Runway	(vzletová a přistávací) dráha
vR		rychlost rotace (letadla)
v_{s0}		pádová rychlost v přistávací konfiguraci
W	Weight	tíhová síla
WISTSG	Wind shear and Turbulence Study Group	výzkumná skupina pro turbulenci a stříh větru
WMO	World Meteorological organization	Světová meteorologická organizace
WS	Wind speed	rychlost větru
Ω		úhlová rychlost rotace Země
Z_T		tloušťka vrstvy mezi hladinami p_1 a p_2
γ		úhel stoupání
V_g		geostrofický vítr
z_0		délka drsnosti
u_*		parametr závisející na stabilitě, drsnosti povrchu a výšce
∇		operátor 3-dimenziálního gradientu v z-systému
φ		zeměpisná šířka
V_α		ageostrofické proudění
Φ		geopotenciál
ρ_0		rovnovážná hodnota hustoty v hydrostatické rovnováze

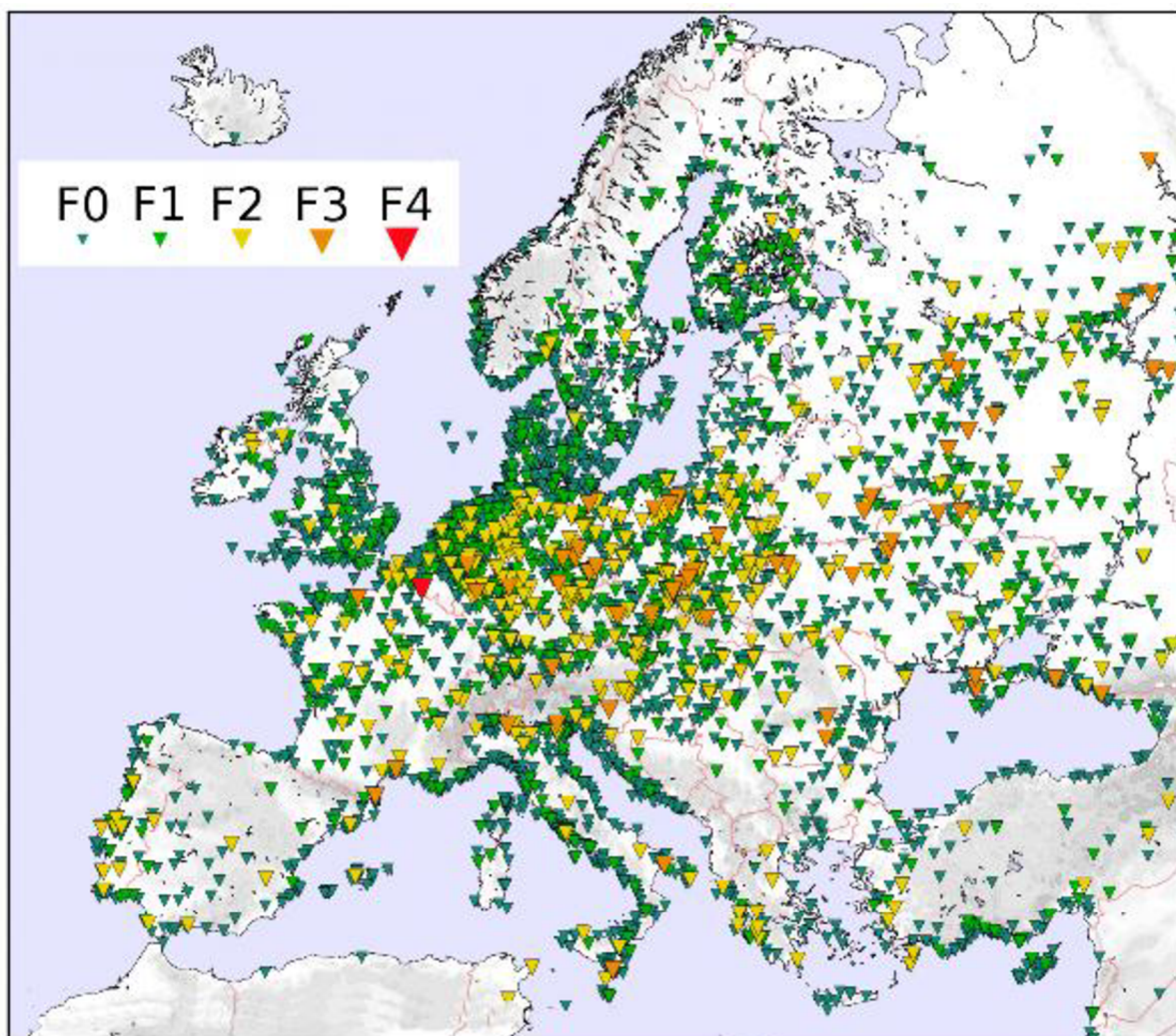
* Překlad autor

PŘÍLOHY

Seznam příloh

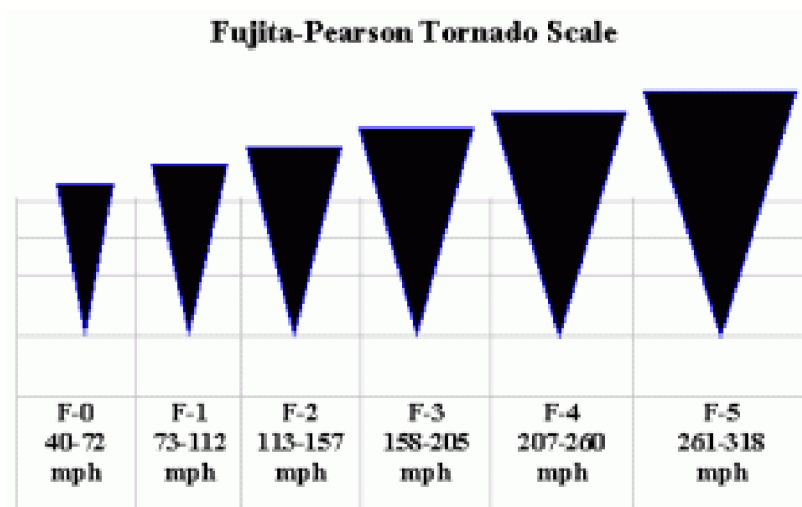
Příloha A.....	114
Příloha B.....	115
Příloha C.....	116
Příloha D.....	117
Příloha E.....	118
Příloha F.....	119
Příloha G.....	120

Příloha A



*Mapa výskytu tornád v Evropě z období 2000-2012 z výzkumu ESSL. Zdroj:
http://horizon-magazine.eu/article/300-tornadoes-hit-europe-every-year_en.html*

Příloha B



Fujita-Pearsonova škála síly tornád. Zdroj:
<http://tornado-facts.com/the-tornado-scale/>

Příloha C

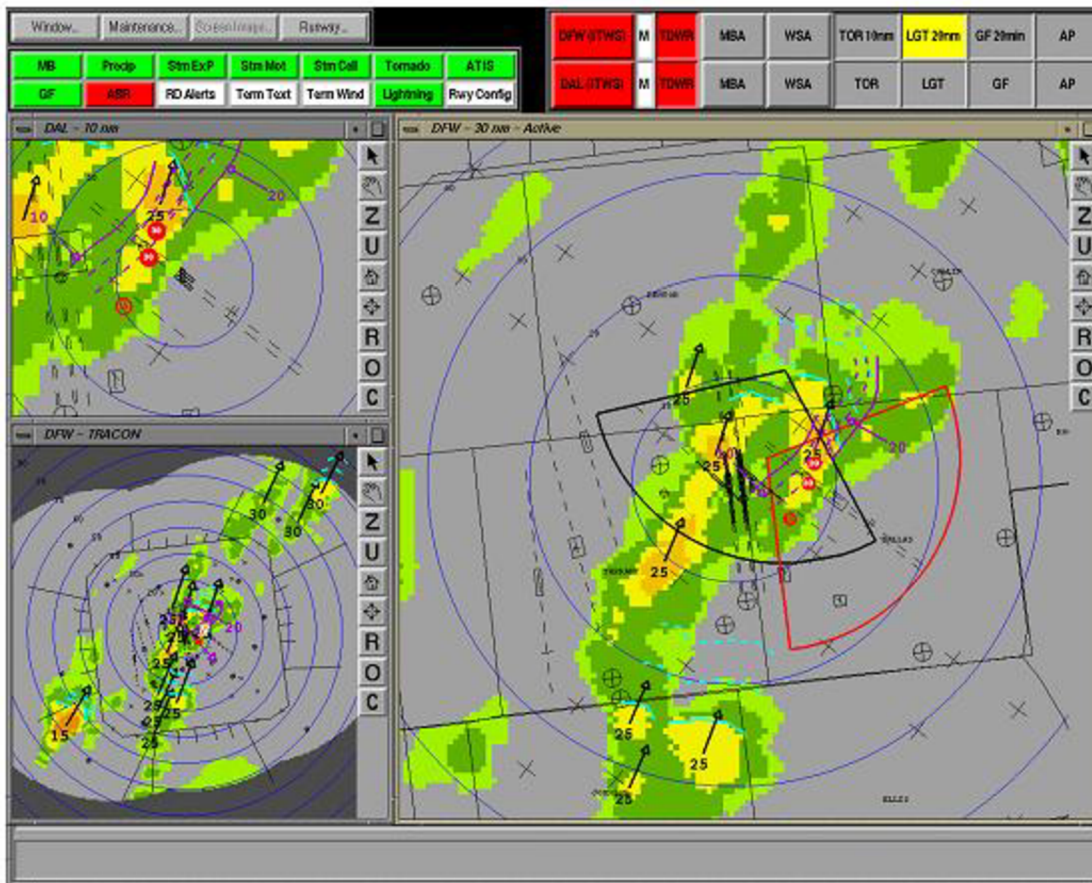
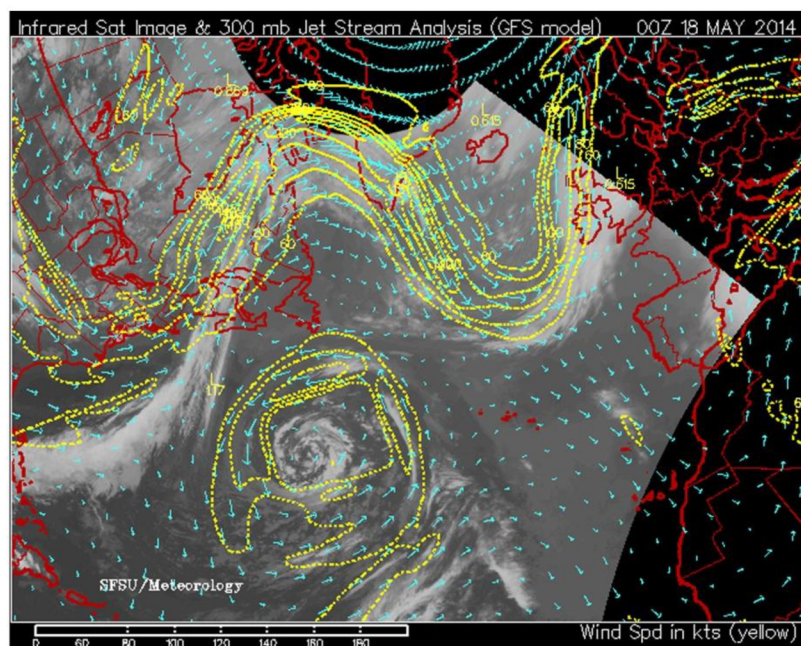
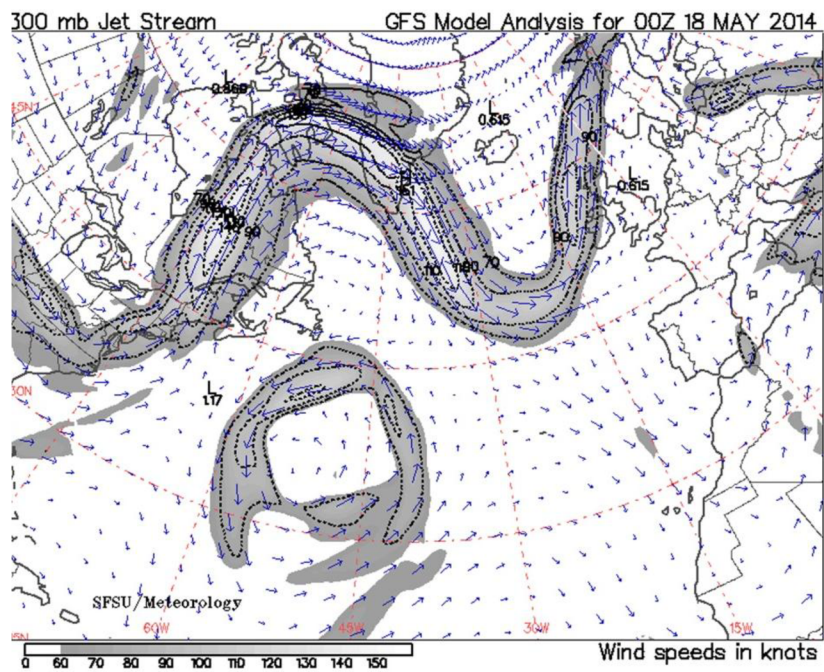


Figure 5-4. Integrated Terminal Weather System Examples
(from the "Role of ITWS in the Modernization of the National Aerospace System",
Eighth Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology)

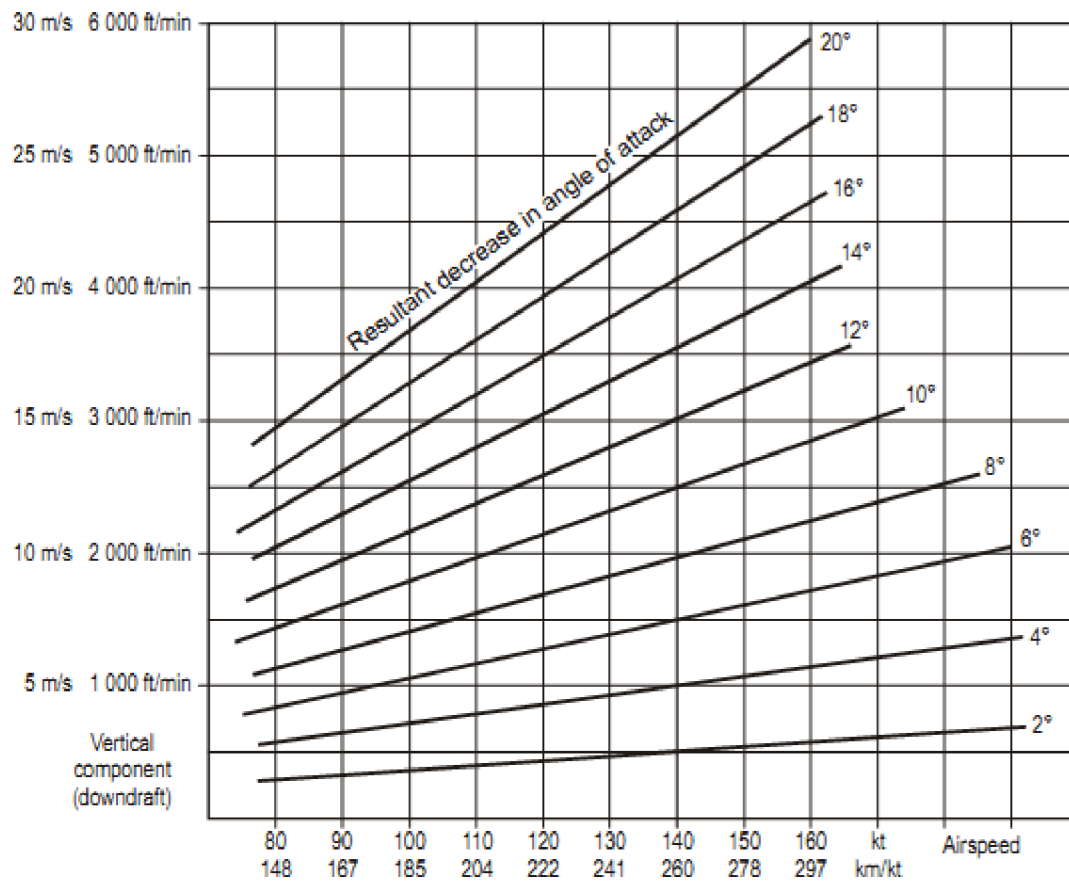
Výstup ITWS na obrazovce ATC. Zdroj [10]

Příloha D



Mapy AT 300 a AT 300 s družicovým snímkem oblačnosti.
Zdroj: <http://squall.sfsu.edu/crwsjetstream.html>

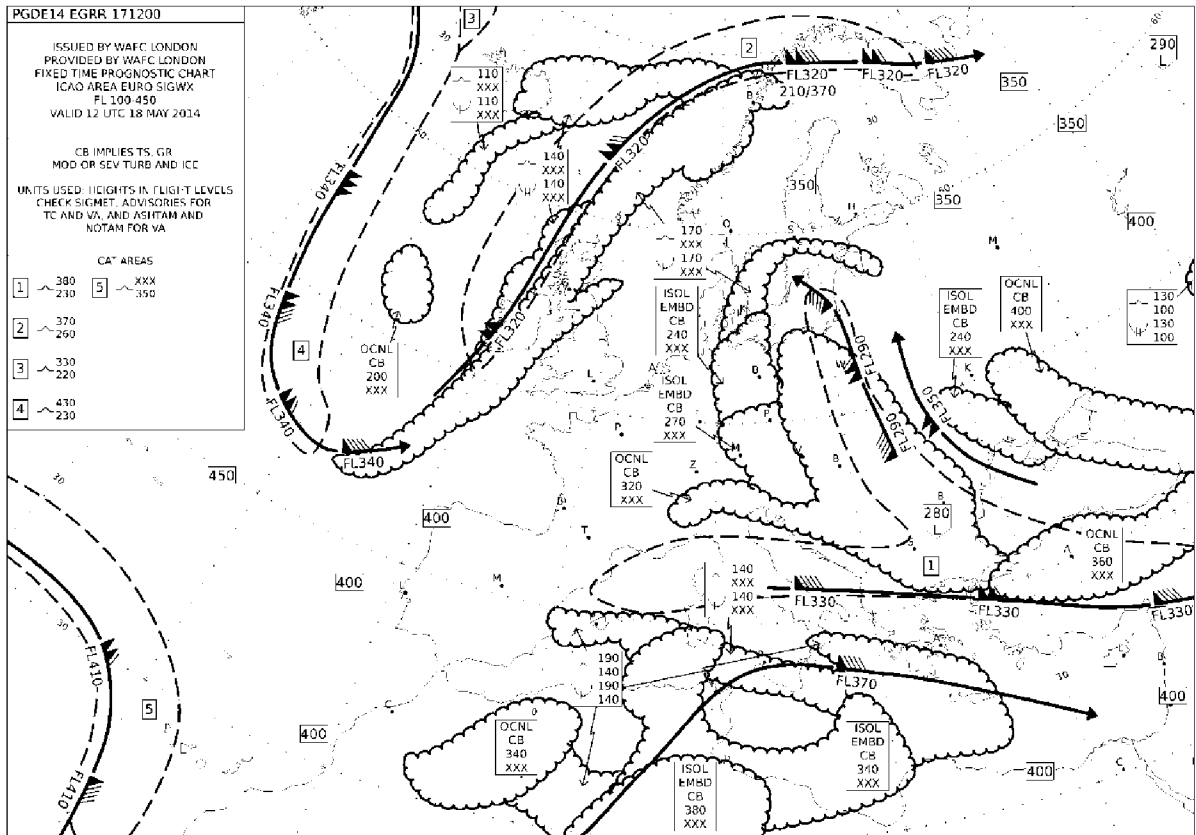
Příloha E



c) Decrease in angle of attack resulting from various combinations of airspeed and vertical component of the wind(downdraft)

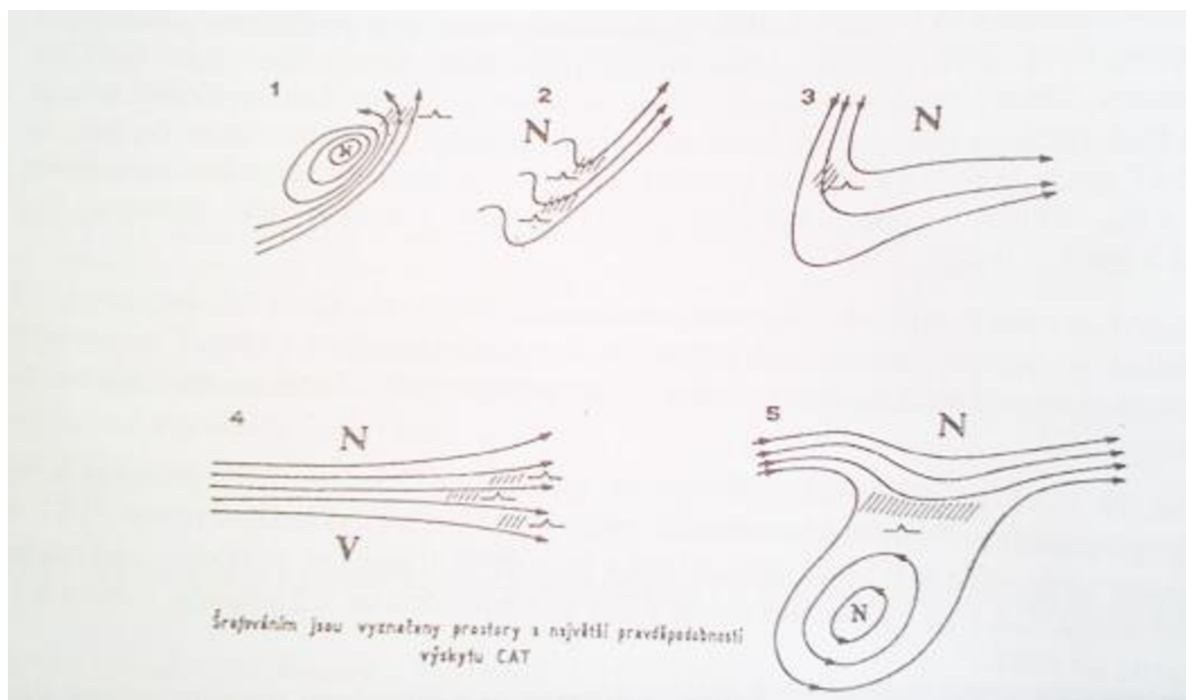
Pokles úhlu náběhu v závislosti na IAS a stříhu větru. Zdroj [10].

Příloha F



SW mapa. Zdroj: <http://chmi.cz>

Příloha G



Oblasti výskytu CAT. Zdroj [12]