



VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ
BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY



FAKULTA STROJNÍHO INŽENÝRSTVÍ
LETECKÝ ÚSTAV

FACULTY OF MECHANICAL ENGINEERING
INSTITUTE OF AEROSPACE ENGINEERING

VYUŽITÍ POVĚTRNOSTNÍCH PODMÍNEK A
METEOROLOGICKÝCH INFORMACÍ K
OPTIMALIZACI PLACHTAŘSKÝCH PŘELETŮ

USE OF CLIMATIC CONDITIONS AND METEOROLOGICAL INFORMATION FOR THE
OPTIMIZATION THERMAL CROSS-COUNTRY FLIGHTS

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE
BACHELOR'S THESIS

AUTOR PRÁCE
AUTHOR

MARTINA KUBÁTOVÁ

VEDOUCÍ PRÁCE
SUPERVISOR

RNDr. KAREL KRŠKA, CSc.

BRNO 2012

Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství

Letecký ústav Akademický rok: 2011/2012

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

student(ka): Martina Kubátová

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

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

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

Využití povětrnostních podmínek a meteorologických informací k optimalizaci plachtařských přeletů

v anglickém jazyce:

Use of Climatic Conditions and Meteorological Information for the Optimization Thermal Cross-Country Flights

Stručná charakteristika problematiky úkolu: Meteorologické předpoklady plachtařských přeletů - konvekce, oblačnost, vlivy orografie, bouřková činnost. Závětrné vlny. Meteorologické podklady k předpovědi letových podmínek.

Cíle bakalářské práce: Meteorologie v předletové přípravě ke konkrétnímu přeletu delšímu než 300 km. Vyhodnocení aerologických diagramů, přízemních a výškových povětrnostních map, využití předpovědí pro plachtaře produkované ČHMÚ.

Seznam odborné literatury: Meteorologie. Učební texty (ed.L.Kulčák). Brno 2006.
Dvořák, P.: Letecká meteorologie. Cheb 2010. Wala, T. a kol. Metodika výcviku na kluzácích, III.díl. Praha 1962 Zverev, A. S.: Synoptická meteorológia. Bratislava 1986.

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Karel Krška, CSc.

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

prof. Ing. Antonín Píštěk,
Doupovec, CSc. Ředitel ústavu

CSc. prof. RNDr. Miroslav
Děkan fakulty

Abstrakt

Tato bakalářská práce se zabývá meteorologickými předpoklady plachtařských přeletů. V práci jsou uvedeny základní pojmy jako jsou termická konvekce, oblačnost, vlivy orografie, bouřková činnost, závětrná vlna.

Abstract

This bachelor's thesis deals with the meteorological conditions of soaring flights. It describes the basic concepts such as thermal convection, clouds, the effects of orography, storm activity, trailing wave.

Klíčová slova

Meteorologie, termická konvekce, oblačnost, vlivy orografie, bouřková činnost, závětrná vlna

Keywords

Meteorology, thermal convection, clouds, the effects of orography, storm activity, trailing wave

Bibliografická citace

KUBÁTOVÁ, M. *Využití povětrnostních podmínek a meteorologických informací k optimalizaci plachtařských přeletů*. Brno: Vysoké učení technické v Brně, Fakulta strojního inženýrství, 2012. 45 s. Vedoucí bakalářské práce RNDr. Karel Krška, CSc.

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci zpracovala samostatně pod odborným vedením vedoucího pana RNDr. Karla Kršky CSc. s využitím uvedené literatury.

V Brně 25. května 2012

.....
Martina Kubátová

Poděkování

Velice děkuji vedoucímu mé bakalářské práce panu RNDr. Karlu Krškovi, CSc., za přívětivé, trpělivé a odborné vedení. Dále děkuji panu Mgr. Janu Horákovi za poskytnutá data a svolení je v této práci použít.

ÚVOD.....	11
1 METEOROLOGICKÉ PŘEDPOKLADY PLACHTAŘSKÝCH PŘELETŮ...	12
1.1 Termická konvekce.....	15
1.1.1 Faktory ovlivňující vznik konvekce	16
1.1.2 Druhy konvekce	18
1.1.3 Vlivy orografie pro vznik konvekce.....	19
1.2 Druhy konvekční oblačnosti.....	20
1.3 Bouřka.....	22
1.4 Proudění ve tvaru vln za horskou překážkou.....	24
2 METEOROLOGICKÉ PODKLADY K PŘEDPOVĚDI LETOVÝCH PODMÍNEK.....	27
2.1 Aerologický diagram.....	29
2.2 Meteorologické mapy.....	30
2.2.1 Přízemní mapa.....	30
2.2.2 Výšková mapa.....	30
2.2.3 Mapa význačného počasí.....	30
2.3 Předpovědní modely.....	31
2.3.1 Aladin.....	31
2.3.2 Flymet.....	31
3 PLÁNOVÁNÍ PLACHTAŘSKÉHO PŘELETU	33
3.1 Celostátní plachtařská soutěž (CPS).....	33
3.2 Plánování přeletu delšího než 300 km.....	35
3.3 Optimalizace plachtařských přeletů.....	36
3.3.1 Rychlostní polára.....	36
3.3.2 Optimalizace klouzavého letu a cestovní rychlosti.....	37
3.3.3 Nastavení M-C kroužku.....	38
3.3.4 Optimalizace kroužení	39
3.3.5 Let pod konvekční řadou oblaků	39
4 LET V DLOUHÉ VLNĚ.....	39
ZÁVĚR.....	40
SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....	41
SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK.....	44
PŘÍLOHY.....	45

ÚVOD

Létání bez motoru je možné důsledkem existence přírodních jevů, které svou existencí umožňují pilotům létat dlouhé vzdálenosti pouze s využitím základních přístrojů. Největší kouzlo létání spočívá ve vidění světa z naprosto jiné perspektivy. Pokud dokážeme správně odhadnout děje v atmosféře, můžeme je s výhodou využít pro získávání výšky při přeletu. Za letu musíme mít vždy oči otevřené a domýšlíme to, co nám atmosféra o sobě prozrazuje. Při bezmotorovém létání je právě toto základem naší plachtařské taktiky. S výkonnostním létáním by měl začít ten, kdo získal dostatek zkušeností s běžnou pilotáží svého kluzáku, protože jen tehdy je schopen si naplno užít pocit naprostého souznění s přírodou.

1 METEOROLOGICKÉ PŘEDPOKLADY PLACHTAŘSKÝCH PŘELETŮ

Během plánování plachtařského přeletu je velice důležité podrobné prostudování předpovědi počasí a odhad jeho dalšího vývoje a následně zvolení vhodné trati přeletu. Trať volíme především nad termicky aktivním terénem. Otočné body nevolíme v oblastech, v nichž bychom podle konfigurace terénu a orientace vůči slunci očekávali rozsáhlá klesání.

Po výběru trasy odhadneme pomocí nadcházejících meteorologických podmínek průměrnou traťovou rychlost, která zahrnuje i získávání výšky kroužením ve stoupavých proudech. Pomocí traťové rychlosti vypočteme předpokládanou dobu letu, podle níž naplánujeme nejzazší čas odletu, abychom do cíle přiletěli ještě v termicky aktivním intervalu¹. Do doby letu musíme zahrnout i rezervu, která pokryje případná zdržení na trati způsobená například hledáním termických stoupavých proudů nad méně aktivním terénem, nebo pokud by náš odhad nebyl správný a termika by začala slábnout dříve.

Z předpovědi odhadneme délku termicky aktivního intervalu a pomocí předpokládané průměrné rychlosti na trati stanovíme, jak dlouhou vzdálenost lze v daných podmínkách uletět. Pokud je tato vzdálenost delší než námi zvolená, je možné tuto trať letět.

Jestliže jsme se již rozhodli pro konkrétní trať, učiníme předběžné rozhodnutí a taktický plán, zapamatujeme si několik alternativ našeho postupu včetně řešení kritických situací (ztráta orientace, změna počasí, potíže s nalezením stoupavých proudů) a definitivně se rozhodujeme až za letu podle vývoje počasí.

Čas odletu na trať musí ležet v rozmezí mezi začátkem využitelného termického intervalu a námi odhadnutým nejzazším časem odletu. Při přípravě na let sledujeme vývoj počasí, a pokud usoudíme, že již nastaly vhodné povětrnostní podmínky, můžeme zvolit dřívější čas odletu na trať [15].

Nejlepší podmínky pro většinu přeletů v České republice nastávají v období jarního a letního anticyklonálního počasí, které přináší slabší vítr současně s intenzivním slunečním zářením a přiměřeně vlhkým vzduchem pro vývoj kupovité oblačnosti. Ovlivňuje-li počasí u nás tlaková výše v jarním a letním období, během noci se většinou vyjasní a teplota vzduchu klesne poměrně nízko. Jestliže je v atmosféře větší množství ovzdušné vlhkosti, utvoří se v důsledku poklesu teploty v noci na jaře jíní a v létě rosa [11]. Vyskytuje-li se ráno rosa a obloha při východu slunce nabývá červených odstínů a později je sytě modře zbarvena, jde o příznaky výskytu chladné instabilní hmoty s dostatečnou vlhkostí vzduchu pro vývoj kupovité oblačnosti. Během rána sledujeme vypařování rosy, jakmile se totiž rosa vypaří, začne se více zahřívat zemský povrch a následně i vzduchová hmota nad ním, čímž začnou vznikat pohyby v atmosféře. Tyto pohyby můžeme odhalit pomocí postupného zlepšování dohlednosti [4].

¹ Termickým intervalem se ve sportovním letectví označuje doba, v níž jsou vhodné termické podmínky pro přelet.

Za anticyklonálního počasí se i v noci vytváří inverzní teplotní zvrstvení, projevující se kouřmem, jenž symbolizuje prozatímní stabilitu teplotního zvrstvení atmosféry, zatímco nad většími kopci a horami se již objevují první oblaky Cumulus humilis. Tato situace není ještě pro odlet na trať příznivá, bude-li se však nadále dohlednost během asi třiceti minut zlepšovat, je to známka začínající termické konvekce, při níž se vlhký vzduch dostává vlivem vertikálního proudění do vyšších hladin, kde vznikají kupovité oblaky. Termickou aktivitou se také naruší přízemní inverzní vrstva a začne proudění vzduchu, které vnímáme jako vítr. Zároveň se začne uplatňovat teplotní gradient instabilního teplotního zvrstvení a tím začne vznikat hladina konvekce, jejíž tloušťku přečteme v aerologickém diagramu [14].

Ani v tuto chvíli není ještě vhodné vzlétnout a vydat se na přelet, protože aktivní vrstva dosud nebyla dostatečně zásobena tepelnou energií na prohřev vzduchové masy nad ní. Pokud by v tuto dobu oblaky zastínily zemský povrch, termická aktivita by okamžitě ustala. Jestliže pozorujeme již během dopoledne rozlévání vyvíjejících se kumulů do vrstvy stratokumulů, vyskytuje se v hladině stratokumulů inverze teploty se zvýšenou vlhkostí vzduchu, která způsobuje tvorbu rozsáhlých zastíněných oblastí, a tedy i útlum termické aktivity. Tuto zastíněnou oblast můžeme potkat kdekoli na trati, a proto volíme vždy oblet, který nám sice prodlouží trasu, ale vyhneme se tak případnému předčasnému přistání. Mimo tuto oblast mohou být termické podmínky vynikající [11].

Jakmile se na obloze vyskytnou kumuly s téměř pravidelnou šachovnicovou strukturou, začneme hodnotit jejich vzhled. Kumuly kvěťákovitého tvaru s ostrými obrysy a tmavými prohnutými základnami jsou známkou ucelených stoupavých proudů, při jejich existenci se můžeme vydat na naši trať přeletu. Nejlepší plachtařské podmínky předpokládáme přibližně za dvě hodiny po vzniku těchto kumulů, a proto je vhodné, abychom v tomto časovém rozmezí absolvovali nejobtížnější úseky našeho přeletu. Naopak pokud jsou kumuly ploché s neostrými obrysy, které vypadají nesourodě jako kus vaty, předpokládejme, že termické proudy pod těmito kumuly jsou nevýrazné a vertikální rychlosti poměrně malé. Nesmíme však zaměňovat zárodek nového kumulu za zbytek starého kumulu ve stádiu rozpadu, což bývá mnohdy nelehký úkol.

Vlastní trať přeletu bychom si mohli představit jako myšlenou čáru v terénu. Během letu si všímáme teplotních vlastností terénu a směru větru vzhledem k návětrným stranám zvlněného terénu. Nejvíce budeme vyhledávat větší termické oblasti, jakými jsou například města, pole, louky, skály, lomy a lesní průseky, jež jsou ohraničené vhodnými odtrhovými hranami² [15].

Pokud vítr vane přes tyto termicky aktivní oblasti směrem k odtrhové hraně, musíme uvažovat snos termického stoupavého proudu větrem, a proto vyhledáváme stoupání po větru od odtrhované hrany. Určení sklonu stoupavého proudu není zcela jednoduché, poněvadž sklon nemusí zcela odpovídat rychlosti větru v konkrétní výšce. Pozorujeme- li během jinak klidného letu třeba jen mírné

² Pokud vítr vane na vertikální překážku, je vzduch nucen na její návětrné straně stoupat. Tímto mechanismem dochází k odpoutání termické bubliny a ke vzniku stoupavého proudu. Vertikální překážka se ve sportovním letectví nazývá odtrhová hrana.

nadzdvihnutí křídla, patrně jsme proletěli v blízkosti stoupavého proudu nebo termické bubliny a vyplatí se zatáčkami o mírném náklonu prozkoumat tuto oblast. Po naleznutí prostoru s největší vertikální výstupnou rychlostí neboli jádra termického stoupavého proudu se pokusíme o ustředění³. Ustředění stoupavého proudu provádíme tak, že najdeme vhodný kompromis mezi náklonem a zvětšujícím se vlastním opadáním kluzáku. Poloměr zatáčky upravujeme náklonem kluzáku. Je-li tedy stoupavý proud úzký, musíme zvolit pro ustředění větší náklon a opačně [11].

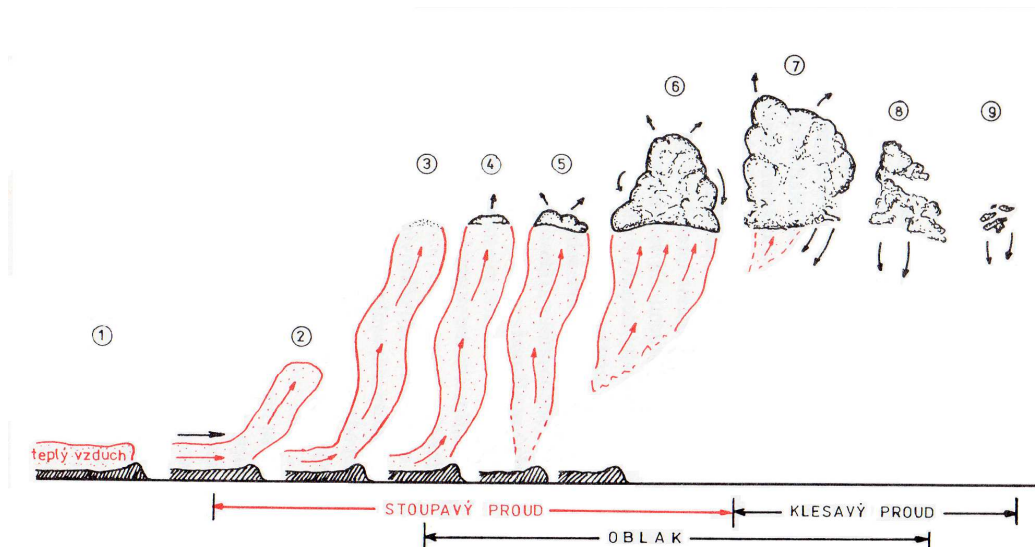
Pro měření vertikální rychlosti je nejvhodnější elektronický variometr s progresivní akustikou. Hodnota stoupání je signalizována spojitým či přerušovaným tónem, jehož výška se mění v závislosti na velikosti hodnoty vertikální rychlosti. Pokud je hodnota vertikální rychlosti stále vyšší, je výška tónu každého následujícího pípnutí kmitočtově posunuta směrem nahoru, avšak během samotného krátkého pípnutí se nemění [9].

Letíme-li v horní polovině vrstvy mezi zemí a základnou kumulů, všímáme si hlavně tvaru oblaků. Vertikální rychlost stoupání dosahuje nejvyšších hodnot v místě, kde má kumulus nejmavší základnu a zároveň je v tomto místě nejvíce vertikálně mohutný. Základna oblaku bývá většinou v prostoru jádra stoupavého proudu prohnuta směrem dovnitř oblaku. Pokud je již oblak ve stádiu rozpadu a stoupání pod ním ustalo, základna působí rozrušeným dojmem, někdy je i užší než střední část kumulu. Rozpadem kumulu vznikne výšková oblast chladného vzduchu, z níž se utvoří sestupný proud. Takový kumulus je pro získávání výšky nevyužitelný [15].

Proto je při létání pod kupovitým oblakem velice důležité pozorování okolního prostoru, v němž se zajisté některé jeho části rozpouštějí, většinou se tyto části nacházejí na závětrné části oblaku. V rozsáhlých bezoblačných oblastech mezi kupovitou oblačností zpravidla neexistují stoupavé proudy, a proto je výhodnější tuto oblast obletět, nebo vyčkávat pod nedalekými kumuly a sledovat další vývoj. Pokud se v této oblasti začnou tvořit první zárodky kumulů, je to známka začínající termické aktivity, a můžeme zde očekávat kvalitní stoupavé proudy [5].

Nejobtížnější je vyhledání stoupavých proudů nízko nad zemským povrchem, protože důsledkem malé operační výšky působí na pilota stresový faktor, který zvyšuje pravděpodobnost chybné pilotáže. Pilot se musí soustředit na vyhledávání termicky aktivního terénu a všimnout si sebemenších projevů termické aktivity. Využívá i slabého stoupání, díky němuž je schopen si alespoň udržet výšku a snaží se najít hlavní stoupavý proud. Nikdy však nesmí zapomenout na závažnost situace a musí mít v záloze prostor pro bezpečné přistání [11].

³ Pro využití termického stoupavého proudu je vedle volby nejvhodnějšího poloměru zatáčky rozhodující i umístění jejího středu do stoupavého proudu. Prováděním zatáček o menším poloměru se využitelný prostor s největším stoupáním lokalizuje. Cílem sportovního pilota je vyhledat toto stoupání a získat tím co největší přírůstek výšky za co nejkratší čas.



Obr. 1 Vývojová stádia oblaku [8]

Po znovuzískaní výšky posoudíme aktuální čas s časem plánovaným na otočném bodu a zhodnotíme, zdali je třeba taktiku letu upravit, abychom časovou ztrátu eliminovali. Sledujeme také průběh počasí, zejména se soustředíme na to, zda kupovitá oblačnost nepřerůstá do bouřkového stádia, nebo naopak zda nedochází k rozlévání či rozpouštění oblačnosti, případně k nasouvání cirrů [15].

Pokud je to možné, snažíme se let udržet v horní polovině vrstvy mezi zemským povrchem a základnami kupovité oblačnosti. Není zapotřebí využívat každého slabého stoupání, protože bychom tím snižovali svou průměrnou rychlost na trati [5].

1.1 Termická konvekce

Termická konvekce je způsobena zejména působením archimedovských vztlakových sil, jež vznikají důsledkem nerovnoměrného prohřívání zemského povrchu. Rychlost výstupných pohybů se pohybuje od několika dm/s až po m/s, v extrémních případech dosahuje 30 až 40 m/s [10]. Termická konvekce sahá v České republice do výšky zhruba 1 – 2 km nad zemským povrchem (mělká konvekce, konvekce v mezní vrstvě atmosféry), nebo proniká do větších výšek (pronikavá konvekce). Ke vzniku termické konvekce významně přispívá instabilní teplotní zvrstvení atmosféry, zatímco stabilní zvrstvení je potlačuje. Hladina, v níž vzniká termická konvekce, se nazývá hladina konvekce. Pokud tato hladina zasahuje výše, než se nachází konvekční kondenzační hladina, vznikají konvekční oblaky a tzv. oblačná konvekce. Pokud však hladina konvekce nedosahuje

konvekční kondenzační hladiny, oblaky se nevytvářejí. Tento druh konvekce se nazývá bezoblačná termika⁴ („čistá termika“) [4].

1.1.1 Faktory ovlivňující vznik konvekce

Základními podmínkami pro vznik konvekce jsou instabilní teplotní zvrstvení, dostatečná intenzita slunečního záření a úhel, pod kterým dopadá na zemský povrch, dále reliéf terénu, kontrastní povrch, pohyb vzduchové hmoty a výskyt odtrhových hran.

Teplotní zvrstvení

Vzduchová částice, která není nasycená vodní parou, se při výstupu vlivem klesajícího atmosférického tlaku rozpíná, a tím i ochlazuje přibližně o 1 °C/100 m výšky. Pokud se s narůstající výškou ochlazuje i okolní prostředí vzduchové částice, nebude se teplota vystupující částice a okolního prostředí lišit. Toto teplotní zvrstvení atmosféry se nazývá indiferentní. Pokud teplota okolního prostředí klesá pomaleji než teplota vystupující částice, nastane případ, kdy částice už nebude mít dostatečnou energii k výstupu a začne klesat. Tato situace, kdy teplota vzduchu s přibývajícím výškou roste, zatímco teplota nuceně vystupující částice adiabaticky klesá o 1 °C/100 m, se nazývá inverzní zvrstvení. V České republice se inverze objevuje často na podzim a v zimě. Při izotermii nebo inverzi nevzniká termika, poněvadž nedochází k samovolnému výstupu vzduchové částice. Vzduchová částice stabilně setrvává při zemském povrchu, a proto nazýváme teplotní zvrstvení, při kterém je vertikální gradient teploty vzduchu nižší než 1 °C/100 m, stabilní.

Klesá-li teplota vzduchu rychleji než 1 °C/100 m, bude teplota vystupující částice vyšší než teplota okolního prostředí. Částice bude proto samovolně stoupat až do výšky, v níž jí změna teplotních poměrů nedovolí další výstup. Tento vertikální teplotní gradient se nazývá instabilní. Labilita atmosféry je základním předpokladem pro vznik termiky.

Je však rozdíl mezi ochlazováním vystupující částice vzduchu, která není nasycená vodní parou, a tou, v níž už k nasycení došlo. Nenasycený stoupající vzduch se nachází hluboko pod základnami kumulů, ale jakmile dosáhne kondenzační hladiny, dojde k jeho nasycení a vzniku kupovitěho oblaku. Uvolňováním latentního tepla při kondenzaci se vzduchová částice začne ochlazovat pomaleji, konkrétně o 0,6 °C/100 m. Pokud se tedy bude atmosféra ochlazovat o 0,6 °C/100 m, nenasycená částice v ní samovolně stoupat nebude, poněvadž vertikální teplotní gradient pro ni bude stabilní. Pokud by se ale částice nasytila vodní parou, stala by se pro ni okolní atmosféra instabilní.

Vane-li vítr přes pohoří, nenasycený vzduch je nucen stoupat vzhůru a při výstupu se ochlazuje, dochází ke kondenzaci a poté už nestoupá nuceně, nýbrž samovolně. Takto se mohou v horských oblastech utvářet bouřky. Tento typ zvrstvení se nazývá podmíněná instabilita.

⁴ Pojem termika slangové označení pro termickou konvekci, která se využívá ve sportovním letectví [10].

Jestliže vzduchová částice stoupá, také se rozpíná a zároveň i ochlazuje. Za předpokladu, že obsahuje dostatek vlhkosti, dosáhne v určité výšce stavu nasycení a vodní pára, která je v ní obsažená, začne kondenzovat. Výška, v níž tímto dějem vzniká základna kupovité oblačnosti, se nazývá konvekční kondenzační hladina (KKH). Jakmile vzduchová částice dosáhne stavu nasycení a vodní páry v ní obsažené začnou kondenzovat, začne se i uvolňovat latentní teplo. Uvolňováním této energie se snižuje tepelná ztráta, jež vzniká rozpínáním a nasycená částice se ochlazuje pouze o 0,6 °C/100 m. Důsledkem toho může vzniknout další výstup této částice. Je možné, že vzduchová částice bude schopna samovolně stoupat i za teplotního zvrstvení, když je pokles teploty nižší než 1 °C/100 m, a to až do zvrstvení s poklesem teploty o 0,6 °C/100 m. Z tohoto důvodu se situace, v níž vertikální teplotní gradient nabývá hodnot 0,6 – 1,0 °C/100 m, nazývá podmíněná instabilita. Při této situaci je vzduchová hmota stabilní, ale pokud by se nasýtila vodní párou, stala by se labilní vzduchovou hmotou a vznikla by volná konvekce [1,7].

Albedo

Proces vzniku stoupavého proudu začíná zahříváním zemského slunečním zářením. Proto nás zajímá, kolik záření je podloží schopno absorbovat a kolik odrazit. Tato charakteristika nazývaná se albedo udává poměr odraženého záření zemským povrchem vůči celkovému dopadajícímu záření v krátkovlnné oblasti spektra. Albedo ideálního odražeče je 100%, a proto albedo reálného povrchu je vždy menší. Pokud činí albedo tmavé půdy 10%, znamená to, že 10% půda odrazí do prostoru a 90% dopadajícího záření absorbuje. Můžeme tedy tvrdit, že čím je albedo nižší, tím více je podloží schopno absorbovat sluneční záření. Velikost albeda nezávisí pouze na charakteru a barvě povrchu, ale i na úhlu, pod kterým záření dopadá, a také na vlhkosti povrchu, protože se určitá část přijaté energie vynaloží na odpařování vody. Nejpříznivější by byl případ, kdyby sluneční paprsky dopadaly kolmo na zemský povrch a ozářily tak co nejmenší plochu při zachování stejné energie. Intenzitu slunečního záření proto měříme na určité ploše a zjišťujeme, pod jakým úhlem dopadají na povrch sluneční paprsky. Proto je důležitým faktorem pozice Slunce v poledne nad obzorem [5,9].

Hodnoty albeda [9]

Asfaltová plocha	3-10 %
Obilí	5-15 %
Vodní plocha	5-60 % (podle úhlu dopadajících paprsků)
Tmavá půda	7-10 %
Les	8-20 %
Terén bez porostu	10-20 %
Vlhký písek	22-24 %
Suchý písek	28-38 %
Starý sníh	40-70 %
Čerstvý sníh	80-95 %

Impulsy ke vzniku stoupavých proudů

Jestliže vznikne zásoba prohřátého vzduchu, nemá prozatím tendenci k výstupu a setrvává při zemském povrchu, dokud se nevyskytne impuls na jeho odtržení. Ve většině situací stačí pouze malý impuls, který uvede do činnosti mohutný mechanismus konvekce. Čím jsou konvekční podmínky slabší, tím je potřebný impuls menší. Impulsy pro výstup vzduchu mohou způsobovat:

- vertikální překážky při působení větru - vítr je nejčastějším spouštěcím impulsem k odpoutání termické bubliny, protože na návětrné straně překážky je nucen stoupat
- rozmezí teplotně kontrastních povrchů – hrany horských hřebenů, okraje lesů, hranice mezi městskou zástavbou a okolní přírodou
- místní zdroje tepla
- pohybové impulsy – pohyb vozidel

Za silného větru se vlivem mechanické turbulence vznikající důsledkem tření o zemský povrch vzduch promíchává, a proto se teplý vzduch od povrchu velmi rychle odčerpá a silné stoupavé proudy nevznikají. Při těchto turbulentních podmínkách se termické proudy odpoutávají nezávisle na charakteristice povrchu. Pokud jsou ale nerovnosti výrazné, tvoří se stoupavé proudy v pravidelných intervalech po celý den v závislosti na množství dopadajícího slunečního záření a na rychlosti a směru větru.

Absence odtrhových impulsů může mít i kladný vliv na intenzitu stoupavých proudů, protože v závětrí překážek se vzduch může delší dobu prohřívát a vznikne tak silnější stoupavý proud, než je tomu v otevřené krajině [8].

V praxi je výhodné vyhledávat takový terén, který má co nejnižší albedo, je přivrácený ke slunci a je suchý, protože v tomto případě budou sluneční paprsky dopadat pod nejpříznivějším úhlem a povrch s nízkým albedem bude mít největší schopnost ohřevu a nebude spotřebovávat přijímané teplo na vypařování vody. Za předpokladu, že vznikne dostatečně velký teplotní rozdíl mezi masou vzduchu a okolním prostředím, začne teplejší vzduch stoupat vzhůru ve formě termické bubliny, pokud je ale dostatečný přísun záření a povrch se dobře prohřívá, může se místo bubliny tvořit stoupavý proud, který vzniká tak dlouho, dokud se prohřátý vzduch u povrchu nevyčerpá. Na jeho místo se nasouvá chladnější vzduch z okolního prostředí a proces se opakuje. Tento chod termiky neboli termický interval lze předpovědět pomocí vnějších projevů termické aktivity, jako jsou například postupné zlepšování viditelnosti, poletující tráva, kroužící ptáci, tvar kouřové vlečky a v neposlední řadě i formování kupovité oblačnosti [5].

1.1.2 Druhy konvekce

Dosáhnou-li vystupující termické bubliny s dostatečnou vlhkostí vzduchu konvekční kondenzační hladiny, vznikne nad nimi kupovitá oblačnost. Jestliže

termické stoupavé proudy nedosáhnou konvekční kondenzační hladiny, kupovitá oblačnost nevznikne.

Atmosférickou konvekci můžeme rozdělit podle způsobu vzniku na konvekci volnou a vynucenou.

Konvekce volná

Při volné konvekci jsou vertikální pohyby způsobovány především vztlakovou silou, která vzniká důsledkem teplotní instability. Proto se volná konvekce nazývá také vztlakovou nebo gravitační.

Konvekce vynucená

Vertikální pohyby při vynucené konvekci jsou způsobeny mechanickou silou, například při proudění větru přes horskou překážku. Konvekce se může nuceně tvořit také důsledkem tlakového gradientu, jenž vyvolává pohyb vzduchu nebo orografickou konvergencí proudění neboli výstupem vzduchu v závětrné turbulenci [10].

1.1.3 Vlivy orografie pro vznik konvekce

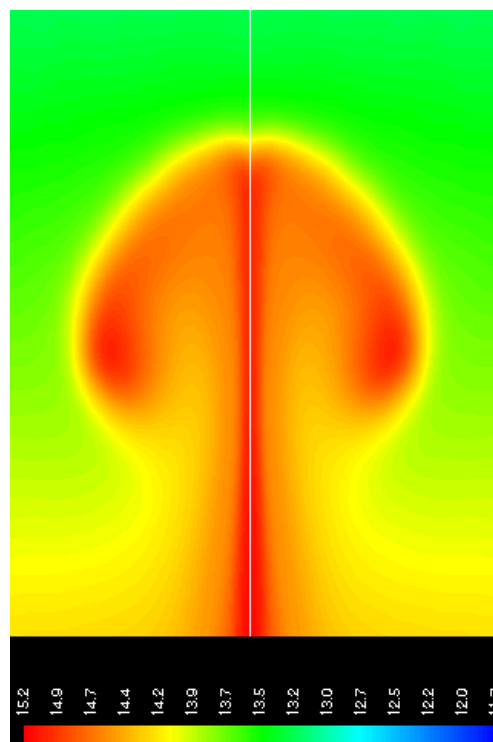
Jestliže je terén dostatečně kontrastní, aby mohly vzniknout teplotní rozdíly zemského povrchu, může začít přenos tepla z aktivní vrstvy do vzduchu, který vzniká z větší části turbulentní výměnou⁵. Obecně se nejlépe prohřívá povrch, jenž je přivrácen ke slunci a který je nejdéle ozářen. Na horských svazích přivrácených ke slunci vzniká termika mnohem dříve než v rovinách, protože sluneční záření dopadá pod nejpříznivějším úhlem a podloží se tedy prohřeje mnohem dříve. Na rozmezí náslunných a zastíněných svahů také vznikají vhodné teplotní kontrasty, které napomáhají odpoutávání termických bublin od povrchu.

Vznik termiky se urychluje vlivem přízemního turbulentního proudění, jenž je způsobováno větrem nebo při bezvětří například pohybem vozidla, které vnese do prostředí mechanický impuls, který vyvolá pohyb vzduchové bubliny.

V horských oblastech se náslunné svahy prohřívají mnohem více než rovina a lesy obvykle obsahují i dostatek vlhkosti, a proto konvekce nad nimi bývá většinou silná a může prorazit i slabší zádržné vrstvy. V hornatém terénu můžeme první kumuly pozorovat již v ranních hodinách nad vrcholky kopců. Vystupující množství vzduchu nad hřebeny hor je nahrazováno vzduchem z podhoří, důsledkem jsou rozsáhlé oblasti s klesáním nad údolími, které stabilizují zvrstvení, konvekce v těchto oblastech je utlumena nebo vůbec nevzniká. Výhodné je tedy volit let s kluzákem v prostoru výstupných proudů, tedy na náslunných a návětrných svazích, nebo pokud disponujeme dostatečnou výškou nad hřebeny hor.

⁵ Výměna makroskopických vzduchových částic, probíhající mezi různými vrstvami nebo objemy v proudícím vzduchu, vznikající turbulentním promícháváním [4].

V rovinatém terénu s homogenním povrchem bez vlivu větru trvá vznik stoupavého proudu relativně dlouho. Zásoby teplého proudu jsou velké, a proto vznikají poměrně široké a silné stoupavé proudy a při zemi kompenzační pohyby vzduchu, které vnímáme jako termické závany větru, kterými se zaplní prostor po prohřátém vzduchu. Za slabého větru v rovinatém terénu není příliš impulsů k odtržení bublin prohřátého vzduchu, a proto bubliny narůstají do větších rozměrů. Kompenzační proudy jsou v tomto případě silnější a termické závany dosahují rychlosti kolem 10 až 15 m/s [6].



Obr 1.1.3 Termická bublina[20]

1.2 Druhy konvekční oblačnosti

Oblak je viditelná soustava částic vody nebo ledu v atmosféře, který může obsahovat kromě vodních kapiček také pyly, prach a antropogenní částice jako kouř a jiné exhaláty [10].

Světová meteorologická organizace zavedla do praxe morfologickou klasifikaci oblaků, která rozděluje oblačnost na 10 základních druhů a k nim příslušející odrůdy, tvary a zvláštnosti. Kromě toho určujeme i výšku základny, rychlost a směr tahu oblaků, jas a barvu a stupeň pokrytí oblohy. Podle výšky výskytu oblaků je dělíme na oblaky nízkého, středního a vysokého patra.

V této práci uvedeme pouze oblaky, které ovlivňují plánování přeletů a průběh letu.

Cumulus (Cu)

Kumulus neboli kupa vzniká vlivem výstupných proudů, charakteristických pro termickou konvekci. Má tvar kup, květáků nebo věží, které při slunečním osvětlení nabývají jasných až oslnivě bílých odstínů. Základna oblaku je většinou vodorovná, ale v různých stádiích vývoje oblaku vlivem výstupných proudů může být i mírně prohnutá dovnitř oblaku. Tento oblak může být zdrojem krátkodobých srážek [3].

Vývoj těchto oblaků má charakteristický denní chod. V dopoledních hodinách vznikají první kumuly, které připomínají svým vzhledem chomáčky vaty, s výstupnými rychlostmi 1-5 m/s. Mezi 15. až 16. hodinou odpolední dosahují

kumuly maxima vývoje. Za vhodných podmínek mohou přecházet až v bouřkové oblaky druhu Cb. Po 16 hodině dochází k rozpadu kupovité oblačnosti [2].

Kumulus můžeme rozlišit podle vertikálního vývoje na 3 základní tvary. Plochý Cumulus humilis, středně vysoký Cumulus mediocris, vznikající v dostatečně vlhké vzduchové hmotě a během dne může přerůst do tvaru Cumulus congestus neboli věžovitěho kumulu, který se ve zprávách METAR⁶ označuje jako Tower cumulus (TCU), jenž je charakteristický vypadáváním srážek a turbulencí [4].

Cumulonimbus (Cb)

Dalším vývojovým stádiem kumulů je kumulonimbus (Cb) neboli bouřková kupa. Jedná se o vertikálně i horizontálně mohutný oblak vzhledově podobný kumulu, který vzniká za vhodných podmínek za dostatečné vlhkosti a energie stejnými principy jako kumulus s vertikálním vývojem, který dosahuje většinou i tropopauzy, pod níž se stoupavý proud roztéká. Oblak je hustý, kupovitý, s tmavou až černou základnou, většinou s doprovodnou oblačností, charakterizující turbulence uvnitř oblaku. Vrchol oblaku může být v první fázi hladký (calvus), vlasatý (capillatus) nebo má tvar kovadliny (incus), která je známkou maximálního rozvoje oblaku a tedy i bouřkového stádia. Z oblaku téměř vždy vypadávají kapalně, smíšené nebo sněhové srážky, v letním období často i kroupy. Srážky doprovázejí další charakteristické jevy jako náhlé snížení dohlednosti, prudký nárazový vítr a prudké ochlazení [4].

Oblak se vyskytuje někdy izolovaně, jindy na čele studených front 2. druhu ve formě několika bouřkových buněk (multicel), na podružných studených frontách, na čárách instability v přílivu teplého vzduchu před studenou frontou, ale také v jedné vzduchové hmotě při instabilním teplotním zvrstvení, které se označují jako bouřky z tepla a nejsou spojeny s přechodem fronty. V dolní části oblaku převažuje záporný elektrický náboj, v horní části kladný. Při srážkách se vyskytuje v dolní části oblaku podružné centrum kladného elektrického náboje [4,7].

Z oblaků středního patra má na bezmotorové létání příznivý vliv pouze vlnový oblak altocumulus, jenž je známkou silného proudění ve vrstvách troposféry, provázeného dynamickou turbulencí, která vzniká prouděním větru přes horskou překážku. Ostatní oblaky středního a vysokého patra nejsou pro bezmotorové létání žádoucí, poněvadž zakrývají zemský povrch a tlumí nebo zcela zabraňují vzniku termiky.

⁶ METAR je kód pro pravidelná hlášení meteorologických informací, používaný v letectví. Název je původně zkratka z francouzského *message d'observation météorologique régulière pour l'aviation* – „pravidelná letecká meteorologická zpráva“ [4].

1.3 Bouřka

Bouřkou jsou označovány jevy elektrické, optické a akustické, které vznikají mezi oblaky navzájem nebo mezi oblaky a zemí [10]. Bouřka je vázána na oblak kumulonimbus, jenž dosahuje v našich zeměpisných šířkách výšky 7-10 km v létě a obvykle nepřesahuje výšku 5 km v zimě. Při velmi silných bouřkách a v tropických oblastech mohou vrcholy kumulonimbů dosahovat výšek až 20 km. Čím výše bouřkový oblak zasahuje, tím větší je pravděpodobnost výskytu velmi silných srážek, krupobití, húlav a tornád. Uvnitř oblaku jsou velice silné stoupavé a klesavé proudy s vertikálními rychlostmi několika desítek m/s, které způsobují extrémně silné turbulence, jež představují hrozbu pro leteckou dopravu

Pásy konvekční oblačnosti, které jsou tvořeny jednotlivými kumuly, seřazenými podle velikosti, svědčí o tom, že se nejedná o bouřku tvořenou jedinou konvekční buňkou, ale že rostoucí cumuly budou zanedlouho tvořit nové buňky, jež nahradí staré. Vzhled základny naznačuje intenzitu turbulence a strukturu bouřky. Sestupné proudy v bouřce lokalizují vypadávající srážky. Kvůli vysoké vlhkosti a nízkým teplotám ve vyšších částech oblaku hrozí při průletu letadla oblakem také vysoké riziko námrazy, která způsobuje změnu letových vlastností a nárůst hmotnosti. V týlové části oblaku se vyskytují výrazné sestupné proudy, v nichž se studený vzduch z vyšších hladin dostává k zemskému povrchu, kde se rozlévá do stran. Tento jev se nazývá downburst neboli propad studeného vzduchu. Proud sestupného vzduchu mívá průměr desítek až stovek metrů a lze jej podle rozsahu rozdělit na microburst a macroburst [4].

Bouřky dělíme na frontální a uvnitř vzduchové hmoty. Frontální bouřky dále rozdělujeme na bouřky studené a teplé fronty. Bouřky, vyskytující se uvnitř vzduchové hmoty rozlišujeme na kvazifrontální, advekční, konvekční a orografické [10].

Podmínky pro vznik bouřky

Jako řada jiných meteorologických jevů i bouřka vzniká za určitých vhodných podmínek. Jednou z nich je instabilní zvrstvení vzduchu, dostatečná vlhkost vzduchu a vhodná teplota. Další podmínky ovlivňují rychlost vývoje, dobu trvání a vnější projevy bouřky.

Při dostatečné vlhkosti vzduchu se může vytvořit dostatečné množství ledu a přechlazené vody, potřebné ke vzniku elektrického náboje. Kvůli vhodnému rozmezí teplot, v nichž se vyskytuje současně přechlazená voda i led, musí horní část oblaku sahat do výšek s teplotou vzduchu kolem $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, kde se vyskytují pouze ledové částice. Proto dosahují kumulonimby v letním období výšky minimálně 7 km, zatímco v zimě dosahují výšky kolem 3 až 4 km [1].

V České republice se bouřky vyskytují častěji v létě v závislosti na instabilním zvrstvení vzduchové hmoty. Ale proudí-li na naše území v zimním období studený vzduch od severozápadu, který se při průchodu přes teplý povrch

oceánu ve spodních vrstvách prohřeje, vznikne instabilní zvrstvení, které může způsobit vznik zimní bouřky.

I za předpokladu, že je zvrstvení instabilní, v ovzduší je přítomna dostatečná vlhkost a vhodná teplota vzduchu, nemusí bouřka vzniknout, poněvadž v některé hladině se může vyskytnout vzduch s menší vlhkostí, slabá inverze nebo instabilita je přítomna až od určité výšky. V tomto případě potřebuje vlhký teplý vzduch impuls, aby začal výstupný pohyb. Četnější výskyt těchto impulsů je v horských oblastech a na frontách proto se zde bouřky tvoří častěji.

Kumulonimbus vzniká stejným způsobem jako ostatní konvekční oblačnost. Při instabilním zvrstvení se pohyb směrem vzhůru zrychluje, dochází ke kondenzaci vodní páry, vzniká kupovitý oblak a od zemského povrchu je nasáván další teplý a vlhký vzduch. Pokud vystoupá nad hladinu nulové izotermy, část vody zmrzne a část zůstane ve formě přechlazené vody. V hladinách s teplotou kolem $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ je téměř všechna voda zmrzlá.

Ve výšce s teplotou mezi -5 až $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ se vyskytuje přechlazená voda společně s různě velkými ledovými částicemi. Větší kousky ledu se ohřívají přimrzáním přechlazené vody, drobnější částice jsou chladnější. Vlivem pyroelektrického jevu⁷ se při vzájemném kontaktu ledových částic se menší a chladnější částice nabíjí kladně, větší a teplejší záporně.

Turbulentním prouděním jsou lehčí a kladně nabitě částice vynášeny nahoru a těžší záporně nabitě částice klesají dolů. Tímto procesem vzniká v horní části oblaku centrum kladného náboje a v dolní části centrum záporného náboje. Při dostatečné intenzitě se vytvoří elektrické napětí a začnou vznikat blesky [1,4].

Dalším nebezpečným jevem v bouřkách jsou kroupy. Vzájemným střetáváním ledu a přechlazené vody dochází k narůstání ledových částic, které vypadávají na zem. Pokud jsou malých rozměrů, roztají a na zemský povrch dopadají ve formě deště nebo ledových krupek. Jestliže jsou vzestupné proudy v oblaku silné, udrží ledové částice déle, dokud nenaroste do větších rozměrů. V silných bouřkách se mohou tvořit kroupy o průměru až 10 cm. Bouřku doprovází silný nárazový vítr o rychlosti více než 20 m/s, jenž je způsobován propadem studeného vzduchu, který se u zemského povrchu rozlévá do stran [4].

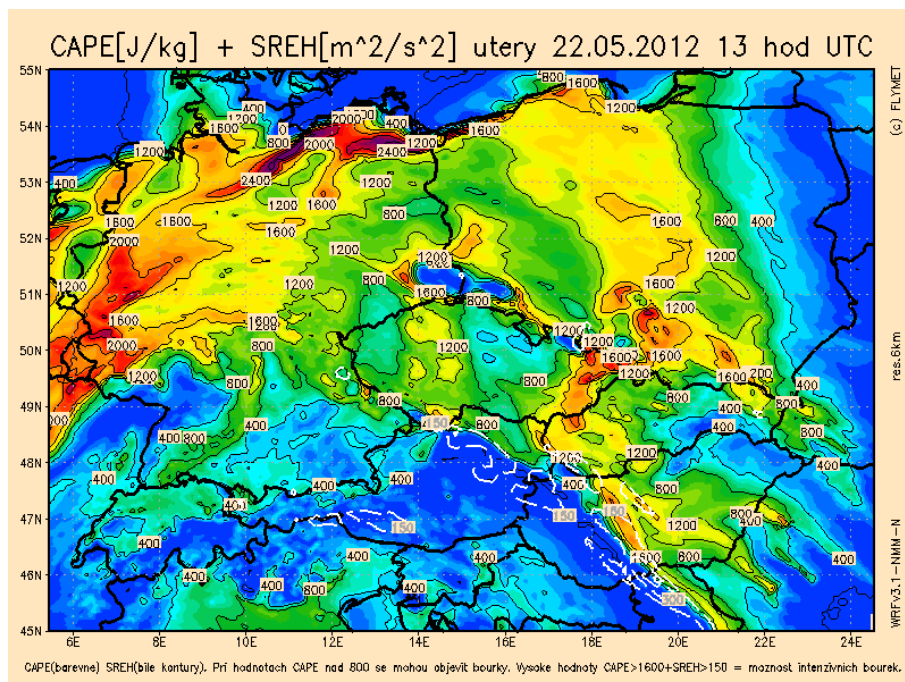
Předpověď bouřek pomocí CAPE

Cape je jedním z prostředků, jak stanovit míru instability atmosféry. Na rozdíl od různých indexů vypočtených z hodnot teplotních a vlhkostních parametrů v diskretních hladinách má velkou přednost, že uvažuje celý výškový rozsah, ve kterém působí nezáporná vztlaková síla. Existence cape je nezbytná pro vývoj konvekce, jejímu uvolnění ovšem musí předcházet spouštěcí mechanismus, tedy zahřátí na teplotu volné konvekce, vertikální pohyb vyvolaný konvergencí přízemního proudění nebo překonáním orografické překážky, přechod frontálního rozhraní, případně pozvolné velkoprostorové vzestupné pohyby. Pro vývoj déletrvajících organizované konvekce je často nezbytný vhodný vertikální stříh větru.

⁷ Pokud se kus ledu na jedné straně zahřeje a na druhé ochladí, tak se zároveň studený konec nabije kladně a teplý záporně [1].

Cape nabývá hodnot při mírné až silné konvekci 1000-3000 J/kg. V evropském prostředí je pro výskyt bouřek s kroupami průměrná hodnota capu 940 J/kg. Hodnoty cape spočtené programem Tempgraf, omezujícím výpočet stropem 300 hPa, pro případy silné konvekce na území České republiky během let 1995-2000 (krupobití, downbursty, tornáda, přívalové srážky) se pohybují v rozmezí 600-2500 J/kg. První hodnocení cape ze souborů sondáží Praha-Libuš za období 1971-1989 a 1994-1999 ukazují, že hodnoty nad 1000 J/kg se u nás vyskytují nejčastěji v období květen-srpen, hodnoty nad 2000 J/kg v období červen-červenec.

Výpočet cape nejvíce ovlivňuje vlhkost vzduchu při zemi (teplota rosného bodu, průměrný směšovací poměr pro přízemní vrstvu vzduchu do 500 m). Odhady rychlostí vzestupných proudů z experimentálních měření jsou nižší (uváděno 40-50 m/s), numerické simulace uvažující přítomnost kondenzačních produktů, vertikální poruchy síly tlakového gradientu a vtahování okolního vzduchu snižují odhad rychlostí zhruba na polovinu [18]. Mapy cape a konvergence vlhkosti publikuje model Aladin a Flymet.



Obr. 1.3.1- CAPE [16]

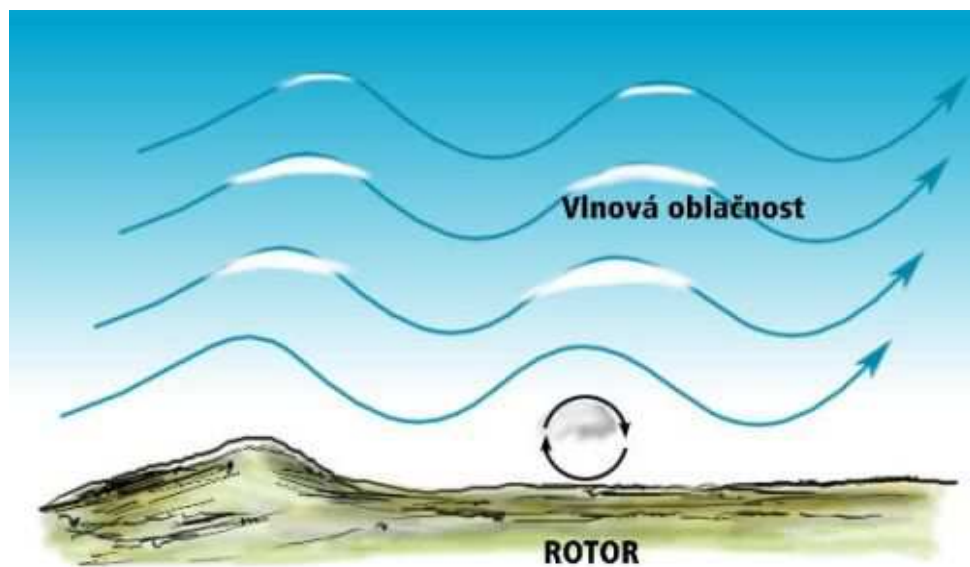
1.4 Proudění ve tvaru vln za horskou překážkou

První, kdo popsal vlnové proudění jako jev využitelný sportovními piloty, byl náš meteorolog RNDr. Jiří Förchtgott.

Vlnové proudění neboli proudění ve tvaru vln vzniká při zesílení kolmého proudění ve vrstvě několikanásobně převyšující hřeben. V závětrí hřebene se vytvoří systém horizontálních vírů, tzv. rotorů s osami přibližně ve výšce hřebene.

Mechanická turbulence v závětrí překážky může být dokonce nebezpečná v závislosti na rychlosti proudění, tvaru překážky a vertikálním průběhu teploty vzduchu. Vane-li vítr zleva doprava, rotují tyto víry ve směru hodinových ručiček a vyvolávají vlnovou deformaci proudění ve středních a vyšších vrstvách troposféry [2]. Za příznivých podmínek vlhkosti se v příslušných hladinách vytvářejí specifické oblaky *Alto cumulus lenticularis*, které setrvávají v jednom prostoru a značí plachtařsky využitelné vzestupné pole. Tyto oblaky vznikají suchoadiabatickým ochlazováním stoupajícího vzduchu v návětrné části každé vlny, pokud je dosaženo nasycení vzduchu vodní parou. Stejným způsobem oblak na závětrné části vlny zaniká.

Proudění nad terénem dělíme na laminární a turbulentní. Mezi turbulentní proudění přes překážky patří proudění vlnové. Před vlnovým prouděním se nachází nevyužitelné proudění vírové, způsobující náhlou ztrátu rychlosti, tím i vzlaku na nosných plochách letadel a v důsledku pád. Na návětrné straně terénní překážky je však možné využít svahové stoupavé proudění. Druhým typem turbulentního proudění přes překážku je proudění rotorové. Je mnohem nebezpečnější a sahá do větších výšek, než proudění vírové. Pro vznik těchto typů proudění je nutná zásadní podmínka: rychlost větru s výškou narůstá, ale v určité hladině dochází k diskontinuitě proudění⁸. Důvodem bývá většinou inverzní vrstva, na které k tomuto jevu dochází a navíc zde vzniká turbulence důsledkem stříhu směru větru.



Obr. 1.4 Schéma vlnového proudění [17]

Nezbytné podmínky pro vznik vlnového proudění:

- stabilní zvrstvení vzduchové hmoty
- rychlost větru s výškou narůstá

⁸ V určité hladině dochází k náhlému poklesu rychlosti větru [2].

- stáčení směru větru s výškou vůči poloze překážky by nemělo překročit 30°
- směr větru na překážku (zpravidla dostatečně dlouhý horský hřeben) je $\pm 30^\circ$
- rychlost proudění na hřebenu překážky by měla být >10 m/s.

Pokud jsou splněny nezbytné podmínky, vytváří se za překážkou rotor, nad kterým se vytváří typická vlnová oblačnost a proudnice na něm vytváří vzosné pole⁹. Vlnové proudění má až 5 fází, z nichž každá následující je plošší. Opakovaný výskyt rotoru, na němž se tvoří vzosné pole, je vždy přibližně ve vzdálenosti desetinásobné výšky překážky. Podle podmínek rozložení rychlosti větru se dosahovaná výška ve vzosném poli pohybuje od 3000 m. Maximální výška výskytu vlny je limitovaná výškou tropopauzy. Pod ní končí jakékoliv vzosné pole [17].

Na našem území se vlnové proudění vytváří hlavně v Jeseníkách při jižním až jihozápadním proudění v prostoru hřebene Šerák – Keprník, lze však využít i proudění za Pradědem a někdy i při severozápadních směrech větru z Krnova. Bohužel severozápadní proudění nebývá často využitelné vzhledem k vlastnostem vzduchových hmot (vysoká vlhkost, množství oblačnosti ve všech vrstvách atd). Jihovýchodního proudění se začíná využívat v oblasti Bílých Karpat. Za Krkonošemi se vlna tvoří při severním proudění, které se vyskytuje vzácně v zimních měsících. Dalším terénem bývají Krušné hory a Šumava, ale výška vlny bývá maximálně do 4000 m [17].

⁹ Vzosným polem označujeme prostor na náběžné straně rotoru, v němž dochází k výstupnému proudění. Tento prostor je využíván plachtaři pro získávání výšky při vlnovém létání.

2 METEOROLOGICKÉ PODKLADY K PŘEDPOVĚDI LETOVÝCH PODMÍNEK

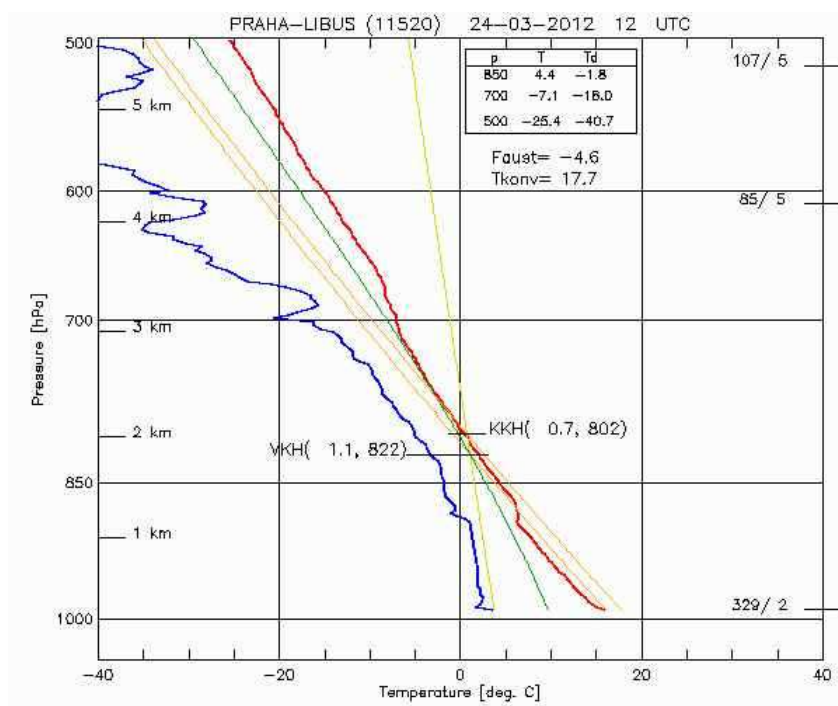
2.1 Aerologický diagram

Abychom mohli správně zhodnotit termické podmínky v daný den, potřebujeme znát teplotní zvrstvení atmosféry, které vyčteme z aerologického diagramu. Poněvadž však aerologické měření probíhá pouze na dvou místech v České republice, v Prostějově a v Praze-Libuši, mohou se podmínky v lokalitě, z níž chceme provádět přelet, značně lišit.

Aerologická stanice v Prostějově provádí měření dvakrát denně v termínech 00 a 12 UTC. V Praze – Libuši se provádí měření čtyřikrát denně vždy v celou hodinu v termínech 00, 06, 12 a 18 UTC.

Měření se provádí pomocí meteorologického balonu s radiosondou, který je naplněn vodíkem. V současnosti je sonda zaměřována směrovou anténou, jejíž úhlové polohy se odečítají. Trigonometricky je vypočítán pohyb sondy v třírozměrném prostoru. Tímto způsobem meteorologové obdrží údaj o směru a rychlosti větru až do výšek zhruba 30 – 35 km. Průlet sondy atmosférou do okamžiku prasknutí rozpínajícího se balónu trvá kolem 90 minut, proto samotný start předchází uvedené termíny o 30 - 45 minut [5].

Výsledky obou aerologických měření jsou publikovány na webových stránkách Českého hydrometeorologického ústavu v záložce sondážní měření.



Obr. 2.1.1 – Aerologický diagram [13]

Na aerologickém diagramu jsou vykresleny dvě křivky. Modrá křivka charakterizuje průběh teploty rosného bodu s výškou a červená vertikální průběh teploty vzduchu. Vzdálenost mezi těmito křivkami ve směru osy x odpovídá poměrné (relativní) vlhkosti vzduchu. Čím blíže leží obě křivky, tím je relativní vlhkost vzduchu větší. Oranžová přímka představuje nenasyčenou adiabatou neboli pokles teploty nenasyčeného vzduchu s výškou o hodnotu $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 1 km. Pokud v reálné atmosféře klesá teplota vzduchu s výškou o více než $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 1 km, vzniká již v malé výšce rozdíl teplot mezi vystupujícím vzduchem a okolní atmosférou, neboli vystupující vzduch bude teplejší než okolní atmosféra. Tím vznikají vhodné podmínky pro samovolný výstup vzduchu – termiky. Abychom mohli posoudit, zda nastane termika či nikoliv, musíme nejprve zhodnotit, zdali vertikální změna teploty dosahuje alespoň hodnoty $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Máme-li při ranním rozboru meteorologické situace k dispozici pouze aerologický diagram z 00 UTC, musíme zohlednit, že vzduch ve vrstvě několik set metrů nad zemským povrchem v noci poměrně značně chladne a tudíž vertikální průběh teploty neodpovídá kritériu instability. Proto pro předpověď termiky využijeme znalost předpokládané denní teploty vzduchu a podle ní upravíme teplotní křivku v její přízemní části. Podle poklesu teploty s výškou zhodnotíme, zda bude teplotní zvrstvení v daný den stabilní či instabilní.

Podobně jako vzniká v noci nad zemským povrchem teplotní inverze, vzniká v neaktivnější části dne v rozsahu od zemského povrchu do výšky několika desítek až stovek metrů velmi instabilní zvrstvení. Kvůli této silné instabilitě těsně u zemského povrchu vznikají vhodné podmínky pro odtrhnutí termických bublin¹⁰.

Ze znalosti nenasyčené adiabaty můžeme rozhodnout, zda teplota atmosféry klesá tak, aby bylo zvrstvení stabilní či instabilní. V grafu porovnáme obě čáry a zjistíme, zda je křivka teploty atmosféry vůči nenasyčené adiabatě strmější, méně strmá nebo téměř totožná [14].

V aerologickém diagramu se hladiny označují písmeny KKH a VKH. Zkratka KKH označuje konvekční kondenzační hladinu, v níž nastává kondenzace vodní páry a tedy i vznik kupovité oblačnosti při dané teplotě a vlhkosti vzduchu. Poněvadž se během dne vzduch vysušuje, dochází ke zvyšování KKH a může dojít až k zániku kupovité oblačnosti, protože se KKH ocitne ve výšce, do které termické proudy nevystoupí. VKH znamená výstupnou kondenzační hladinu, ve které dojde ke kondenzaci vodní páry, pokud je vzduch nucen stoupat do výšky. K tomuto dochází například při proudění přes horskou překážku, na jejíž návětrné straně vzduch nuceně stoupá [4].

Na diagramu je také uváděn Faustův index, jenž udává míru instability atmosféry a případný vznik bouřek. Je založen na předpokladu neadiabatičnosti atmosférických procesů, zahrnuje v sobě vliv vypařování oblačných kapek do okolního nenasyčeného vzduchu.

¹⁰ Objem vzduchu, jenž připomíná svým tvarem kouli nebo balón. Od okolní atmosféry je teplotně oddělena virtuálním tepelně neprostupným povrchem — toto zjednodušení vychází z předpokladu, že během výstupu či sestupu bubliny se nestačí projevit tepelná výměna mezi bublinou a atmosférou, nedochází ani k výměně hmoty vzduchu, a celý proces tak považujeme za adiabatický [13].

Faustův index nabývá hodnot [13]:

- < 0 žádná význačná aktivita
- 0 až 3 lze očekávat přeháňky
- > 3 lze očekávat bouřky

V levé části diagramu nalezneme výškovou stupnici a současně údaje o atmosférickém tlaku. Můžeme tedy zhodnotit, zda je tlak v konkrétní výšce vyšší či nižší oproti MSA. V pravé části je uváděn směr a rychlost větru v různých hladinách. Sondážním měřením se sice vítr zaznamenává nepřetržitě, avšak do grafu se uvádí pouze zlomové hladiny, ve kterých je výraznější změna vektoru větru [14].

2.2 Meteorologické mapy

Meteorologické mapy zobrazují meteorologické prvky a jsou vykreslovány pomocí optimalizačních procesů ihned po obdržení potřebných dat, které jsou k dispozici v gridové formě¹¹. Některé mapy jsou doplněny ručním zákresem atmosférických front [4]. (příloha 1)

2.2.1 Přízemní mapa

Stav počasí, změřený a pozorovaný na meteorologických stanicích, které jsou umístěny na zemském či vodních povrchu, je zobrazován na přízemní synoptické¹² mapě. Protože je mnohem více pozemních meteorologických stanic než stanic radiosondážních, obsahují přízemní povětrnostní mapy největší množství meteorologických informací. Jsou ve formě číselného kódu počítačem vykresleny do mezinárodní standardní symboliky. Pokud jsou na synoptické mapě zakresleny pouze symboly počasí neboli staniční kroužky, nazývá se neanalyzovaná. Pro další použití v meteorologii je třeba mapu analyzovat, čímž se rozumí zakreslení izobarického pole, oblastí srážek, mlh, význačných změn atmosférického tlaku, bouřek a frontální analýzy. Počítač je sice schopen vykreslit křivky spojující místa se stejnou hodnotou libovolného meteorologického prvku, avšak není schopen analyzovat polohu atmosférických front, na nichž se tlakové pole významně mění. Proto je zapotřebí, aby zákres izobar provedl meteorolog pomocí strojově vykresleného izobarického pole s ohledem na polohu front, které se téměř vždy nacházejí v brázdě nižšího tlaku vzduchu.

¹¹ GRID představuje v meteorologii data přiřazená uzlovým bodům pravidelné mřížky neboli sítě, které jsou tvořeny například průsečíky poledníků a rovnoběžek. Tento datový soubor se využívá k vykreslení pole prvků do mapy nebo k řešení soustavy rovnic v numerických modelech atmosféry [4].

¹² Výraz synoptický znamená „současně viděný“, tzn. že na mapě je zakresleno počasí pozorované sice ve stejném okamžiku, avšak v různých místních časech.

Na přízemní synoptické mapě je zakresleno rozmanité tlakové pole na úrovni konstantní nadmořské výšky 0 m, ale na výškových mapách se zakresluje konstantní tlaková hladina¹³ s rozmanitou geopotencionální výškou.

2.2.2 Výšková mapa

Meteorologické prvky zakreslené ve výškových mapách jsou získávány aerologickým měřením. Na mapách je zobrazována geopotencionální výška tlakové hladiny, teplota a vlhkost vzduchu a vektor větru. Kromě izohyps jsou na výškových mapách zakresleny izotermy¹⁴. Výšková mapa, zobrazující izohypsy nadmořské výšky a izotermy konkrétní tlakové hladiny, se nazývá mapa absolutní topografie. Mapa, znázorňující tloušťku vrstvy mezi tlakovými hladinami neboli rozdíl absolutních topografií, se nazývá relativní topografie.

V meteorologické praxi se používají mapy absolutní topografie standardních izobarických hladin 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa a 300 hPa. Do mapy 300 hPa se zakreslují navíc izotachy¹⁵ výškového větru a osy tryskového proudění (jet-streamu)¹⁶. Z map relativní topografie se používají mapy s výškovým rozdílem hladin 1000-500 hPa, 700-500 hPa, 850-700 hPa a 850-500 hPa [4,7].

2.2.3 Mapy význačného počasí

Mapy význačného počasí (SW-mapy) pro leteckou dopravu popisují zejména meteorologické podmínky nad letovou hladinou 100 do letové hladiny 450. V mapě jsou zakresleny osy a rychlosti tryskového proudění s uvedením hladiny s nejvyšší rychlostí větru, oblasti výskytu bouřek, turbulence nebo námrazy, oblasti s výskytem vulkanického prachu a výšky tropopauzy. Každý meteorologický jev je v mapě charakterizován vertikální hranicí. Dříve byly na mapách znázorněny atmosférické fronty a v současnosti se uvažuje o jejich znovuzavedení. Mapy význačného počasí jsou publikovány v synoptických termínech 00, 06, 12 a 18 UTC.

Mapy význačného počasí (SWL) pro letadla všeobecného letectví létající pod letovou hladinou 100 obsahují zakreslení atmosférických front, oblastí s turbulencí nebo námrazou, bouřek, středů tlakových útvarů a výšek nulové izotermy. Mapa je publikována na webových stránkách ČHMI v termínech 06, 12 a 18 UTC [4,7].

¹³ Na přízemní synoptické mapě se izolinie stejné hodnoty atmosférického tlaku nazývají izobary. Na výškových mapách se izolinie stejné nadmořské výšky konkrétní tlakové hladiny nazývají izohypsy. Izohypsy jsou synonymem pro vrstevnice [4].

¹⁴ Myšlená čára, která spojuje místa se stejnou teplotou.

¹⁵ Izotacha je myšlená čára, která spojuje místa se stejnými rychlostmi větru a postupu některých meteorologických jevů.

¹⁶ Tryskové proudění je proudění vzduchu v atmosféře ve směru ze západu na východ. Vyskytuje se ve tvaru trubice podél rovnoběžek, která bývá navíc meandrovitě zvlňována ve směru od jihu k severu [13].

2.3 Předpovědní modely

V minulosti předpověď počasí stanovil meteorolog na základě klasické synoptické metody s využitím svých zkušeností, které nashromáždil během praxe. Kterou tvořila databáze průběhu meteorologických situací. V současnosti se od této metody upustilo a využívá se výpočetní techniky k modelaci atmosférických dějů. K této metodě je nutné nejprve nasbírat data, která popisují aktuální počasí, následně předat tato data do databáze počítače, který za použití numerických metod vyhodnotí další průběh počasí [4].

2.3.1 Aladin

Numerický model ALADIN je vyvíjen od roku 1991 v mezinárodní spolupráci 15 evropských a afrických států, kterou vede francouzská povětrnostní služba a je v rutinním provozu v řadě členských zemí konsorcia ALADIN. Model vychází z globálního modelu francouzské meteorologické služby Météo-France ARPEGE (projekt výzkumu malých a velkých měříték), jehož výsledky pro zvolenou cílovou oblast ALADIN zpřesňuje.

Pro předpověď počasí je nezbytná znalost fyzikálního stavu atmosféry v konkrétním časovém období a znalost zákonů, podle kterých se vyvíjí stav atmosféry.

Model je určený pro krátkodobou předpověď atmosférických procesů středního měřítka. Předpověď počasí je spočtena geografickým rozlišením 4 km. Pole jednotlivých veličin (teplota, tlak vzduchu) se interpolují z rozlišení ARPEGE na vyšší rozlišení ALADIN.

Výsledkem je předpověď meteorologických prvků na + 54h, například předpověď tlakových polí při zemi i ve výšce, množství oblačnosti, rychlost a směr větru, množství srážek, teplota a vlhkost vzduchu.

Jedná se o lokální model (local area model), protože předpovídá počasí v omezené oblasti, v našem případě ve střední Evropě. Oproti ARPEGE má ALADIN vyšší rozlišení časové i prostorové a užívá přesnější popis parametrů zemského povrchu (výška terénu, půdní a vegetační parametry).

Z výstupních dat se vytvářejí soubory vyživané k předpovědi počasí. Generují se předpovědní mapy a grafy meteorologických prvků v konkrétním čase a i místě [19].

2.3.2 Flymet

Model pracuje dvakrát denně. Nejdůležitější je výpočet modelu, zajišťující modelování dat pouze pro aktuální den. Obvykle je výpočet modelu ukončen kolem 15:00 SELČ. Po skončení výpočtu se začínají ze získaných dat vykreslovat klasické obrázky pro Evropu. Následuje výpočet dat pro speciální termické obrázky, což trvá kolem hodiny a další hodinu se generují plachtařské meteogramy, které bývají k dispozici kolem 09:00 SELČ.

Odpolední výpočet modelu, jenž připravuje pouze výhledová data na následující den. Model bývá spočten kolem 15:00 SELČ, následně se aktualizují klasické mapy, proběhne výpočet dat pro termické mapy a generují se plachtařské meteogramy. Vše bývá obvykle k dispozici kolem 17:00 SELČ.

Kolem 8:00 SELČ jsou k dispozici výhledové obrázky na další den v záložce ČR zítra, SK zítra a Evropa zítra. Jedná se o klasické mapy, v ranním výpočtu se nevykreslují termické mapy na zítřek, k dispozici jsou pouze obrázky z předešlého dne. Na základě předpovědi klasických polí z modelu (teplota, vlhkost, rychlost a směr větru) v různých hladinách se vypočtou speciální veličiny použité v předpovědi pro plachtaře. V první fázi vývoje to byla předpověď výšky konvekční kondenzační hladiny klasickou metodou, předpověď vlhkosti nad KKH, předpověď rychlosti větru pod KKH, předpověď deficitu konvekční a aktuální teploty a předpověď rychlosti. Detailnější orografie v jemném modelu pro Českou republiku funguje dobře, ale pokud se objeví konvekční srážky, model podhodnotí hodnoty využitelnosti termiky, protože výrazně poklesne teplota vzduchu a to i ve vzdáleném okolí přeháňky nebo bouřky a výpočet se znehodnotí. V hrubším měřítku s méně detailní orografií, se již vliv konvekčních srážek neprojevuje tak výrazně, a proto je třeba obě informace kombinovat.

Pod čarou jsou znázorněny informace vypočtené metodou blízké modelu, tedy na základě parametrizace a interpretace mezní vrstvy atmosféry. Výsledné mapy pro kupovitou oblačnost spočtenou klasicky a zjednodušeně jsou téměř shodné, při nezanedbatelném rozdílu rychlosti výpočtu.

Nezanedbatelnou informací pro plachtaře je i rychlost stoupání, kterou lze obecně jen velmi špatně předpovědět, protože nezávisí jen na hodnotě lability zvrstvení a počátečnímu přehřátí termické bubliny, ale také velmi významně na velikosti této bubliny. V učebnici pro plachtaře VPL-6 existují zjednodušené vzorce. Ve flymetu je použit obdobný vzorec, který neuvažuje konkrétní velikost konvektivního elementu, ale pouze jeho hodnotu lability teplotního zvrstvení a s počátečním přehřátím bubliny, jenž je ve zjednodušených vzorcích (VPL-6) většinou konstantní např. +3stC. Flymet uvažuje hodnotu přehřátí bubliny jako funkci rozdílu teploty povrchu a teploty vzduchu ve 2 m nad zemí. Informaci o velikosti rychlosti stoupání je třeba uvažovat jako hodnotu informativní, v hodnotách není odečtena vlastní hodnota klesání kluzáku. Vyšší hodnoty teploty povrchu a teploty vzduchu ve 2 m nad zemí v menších nadmořských výškách způsobují zkreslení hodnot - velmi často model nesprávně udává největší hodnoty stoupání v rovinách kolem Labe (Kolín, Nymburk).

Samostatnou částí, která vznikla až po ověření funkčnosti samotných kumulomap je pokus o kvalitativně kvantitativní vyhodnocení konvekce v závislosti na různých dílčích parametrech konvekce, která se nazývá předpověď využitelnosti dne [16].

3 PLÁNOVÁNÍ PLACHTAŘSKÉHO PŘELETU

3.1 Celostátní plachtařská soutěž (CPS)

Celostátní plachtařská soutěž Online (CPS-Online) Aeroklubu České republiky je pořádána v souladu s mezinárodními sportovními řády. Pořadatelem CPS je Aeroklub ČR, který pověřuje organizací a vyhodnocením soutěže Plachtařskou komisí Aeroklubu ČR.

Celostátní plachtařská soutěž je pořádána ve dvou kategoriích:

- národní: CPS-Online CZ
- mezinárodní: CPS-Online INT

Do CPS CZ může soutěžící přihlásit pouze takový výkon, jehož výchozí bod tratě (VBT) se nachází na území České republiky. Do CPS-Online INT lze přihlásit jakýkoliv výkon podle dále uvedených pravidel. V každé z kategorií CPS-Online jsou dále samostatně hodnocena pořadí:

- jednotlivců
- juniorů
- žen
- aeroklubů

CPS-Online je určena pro porovnání výkonnosti plachtařů a aeroklubů Aeroklubu ČR a slouží také pro výběr do soutěží, pořádaných Aeroklubem ČR. Soutěžícím v CPS-Online se může stát každý pilot, létající člen Aeroklubu ČR, nebo držitel platné sportovní licence FAI, který přihlásí do soutěže minimálně jeden hodnotitelný let. Podle těchto pravidel se pilotovi v soutěži hodnotí v každé kategorii, v každém pořadí dle a v každém okamžiku maximálně 3 lety. Výběr 3 bodově nejlépe hodnocených výkonů probíhá automaticky. Soutěžní období trvá od 1. ledna do 31. prosince kalendářního roku ročníku soutěže.

Hodnocené výkony

V CPS-Online jsou hodnoceny lety na vzdálenost a lety rychlostní, v souladu s požadavky sportovního řádu FAI.

Druhy letů

L - let na vzdálenost: let na vzdálenost nebo nedokončený rychlostní let, v němž je dosažená oficiální handicapovaná vzdálenost větší nebo rovna 100 km.

R - rychlostní let: let na předem deklarované uzavřené trati, jejíž dosažená oficiální handicapovaná vzdálenost je větší nebo rovna 100 km

Tvary tratí

Traťové body

Traťovými body jsou výchozí bod tratě (VBT), otočný bod tratě (OBT) a koncový bod tratě (KBT). Před odletem musí být deklarován alespoň výchozí bod tratě. Každý let může mít maximálně 5 otočných bodů.

Uzavřená trať

Aby mohla být trať považována za uzavřenou, musí být před letem deklarován koncový bod trati. Pro uzavřenou trať platí, že výchozí bod trati je totožný s koncovým bodem trati. Pro potřeby těchto pravidel jsou trati, jejichž předem deklarované výchozí a koncové body trati od sebe vzdáleny méně než 20 km, považovány také za uzavřené. V případě letů přihlašovaných ze soutěží, kdy výchozí a koncový bod trati od sebe vzdáleny více jak 20 km, lze tyto výkony přihlásit do CPS-Online pouze tehdy, jsou-li oficiálně uznány pořadatelem soutěže za rychlostní. V případě, že koncový bod trati není dosažen, je výkon považován za let na vzdálenost.

Lety na vzdálenost – L

Volný let na vzdálenost je let, bez předem deklarovaného otočného bodu.

Volný let na vzdálenost s návratem

Let na uzavřené trati z výchozího bodu přes jeden otočný bod do koncového bodu.

Volný let na vzdálenost obsahuje maximálně 5 otočných bodů.

Rychlostní lety – R

Rychlostní let na návratové trati

Let na uzavřené trati přes jeden otočný bod, všechny traťové body jsou předem deklarovány.

Rychlostní let na trojúhelníku

Let na uzavřené trati přes dva otočné body, všechny traťové body jsou předem deklarovány.

Rychlostní let na trojúhelníku s odletem mimo vrchol

Let na uzavřené trati přes tři otočné body ve tvaru trojúhelníku s odletem mimo vrchol. Všechny traťové body jsou předem deklarovány.

Trojúhelník FAI

Za trojúhelník FAI je považována uzavřená trať splňující podmínky:

- pro trať s oficiální vzdáleností větší nebo rovnou 750 km nesmí mít žádné rameno trojúhelníku menší délku než 25 % a větší délku než 45 % součtu délek všech tří ramen trati
- pro trať s oficiální vzdáleností menší než 750 km nesmí mít žádné rameno trojúhelníku menší délku než 28 % součtu délek všech tří ramen trati
- pokud jde o trojúhelník FAI s odletem mimo vrchol, potom celková oficiální vzdálenost trati daná součtem délek všech tří ramen trati trojúhelníku tvořeného třemi otočnými body musí být větší nebo rovna 300 km
- pokud nejsou výchozí a koncový bod totožné, ale splňují podmínku uzavřenosti trati, určující pro vyjádření délky jednotlivých ramen trati v procentech je délka ramen trojúhelníku tvořeného vrcholy v otočných bodech

Rychlostní let na polygonu

Let na uzavřené trati přes maximálně 5 otočných bodů, kdy jsou všechny body trati předem deklarovány.

Změna trati za letu

Při rychlostním letu na uzavřené trati je možno za letu měnit deklarované otočné body, jejich pořadí a délku trati. Změněný úkol je i nadále považován za rychlostní let a je penalizován podle pravidel [12].

3.2 Plánování přeletu delšího než 300 km

Pro plánování přeletu jsou zásadní následující faktory:

- předpokládané meteorologické podmínky
- délka tratě
- výkonnost kluzáku
- orografie terénu
- omezení vzdušného prostoru

Při plánování dlouhých tratí musíme vycházet z délky termicky aktivního intervalu. Při anticyklonálních situacích začíná termická konvekce vznikat pět až šest hodin po východu slunce a zaniká asi dvě hodiny před západem. Pokud je vzduchová hmota mimořádně chladná a instabilní, může se vlivem slunečního záření urychlit proces vzniku termiky až o dvě hodiny. Tohoto faktu lze využít při plánování mimořádně dlouhých tratí. Výkonnost kluzáku je určena cestovní rychlostí v závislosti na průměrném stoupání. Trať volíme v termicky aktivním terénu. V ranních hodinách, kdy se stoupání v rovinatém terénu ještě nevyskytuje, využíváme termicky aktivnějšího kopcovitého terénu. V odpoledních hodinách může být let v kopcovitém terénu při dostatečně vlhké vzduchové hmotě nepříznivě ovlivněn oblačností, která se slévá do rozsáhlé horizontální vrstvy.

Když plánujeme trať uzavřenou, volíme ji s výhodou za podmínek čerstvého proudění větru, kdy se často vyskytují konvekční řady, kterých využíváme při rovném letu proti větru. V kopcovitém terénu volíme nejdelší ramena podél návětrných horských hřebenů, což vytváří podmínky k dlouhým rovným letům důsledkem využívání konvekčních řad nebo návětrného efektu [8,11].

3.2.1 Konkrétní přelet

Meteorologické podmínky přeletu

Dne 2. května 2012 nad naše území dozníval příliv velmi teplého vzduchu ze Středomoří a Balkánu a to po předním okraji tlakové níže 996 hPa západně od Walesu. Teplotní zvrstvení atmosféry a vlhkost vzduchu byly příznivé pro vývoj kupovité oblačnosti, která se na Moravě začala vytvářet již v dopoledních hodinách. Zpočátku se nad ní ještě vykytovaly oblaky As, které se před polednem rozplynuly. V odpoledních hodinách převažovala oblačnost Cu med, která až k večeru přešla do Cu cong a vznikaly první nefrontální bouřky. Prohřívání zemského povrchu ve slunečním dni podporovalo zeslabení ozonové vrstvy.

Z předpovědi modelu Flymet (příloha 2), který udává základny oblačnosti zhruba ve 2700 m, je velkým předpokladem, že se budeme s kluzákem pohybovat v horních vrstvách využitelného stoupání a budeme využívat převážně konvekční oblačnosti k letu pod řadou. Vertikální rychlost stoupání je odhadnuta na 2-3 m/s.

Délka využitelného termického intervalu je pro výkonnost kluzáku a stanovenou trať dostatečná.

Délka tratě

Pro přelet jsem si vybrala trať ve tvaru rovnostranného trojúhelníka o celkové délce 300 km podle klasifikace FAI. Jako letiště vzletu jsem zvolila letiště Aeroklubu Kyjov. Na prvním rameni je otočným bodem letiště Prievidza ve vzdálenosti 109,5 km. Na druhém rameni o délce 87,3 km je otočným bodem Lysá hora. Poněvadž je trať uzavřená, letiště vzletu ve vzdálenosti 114,9 km je i cílovým bodem přeletu. V příloze je trať naplánována a vyhodnocená pomocí programu SeeYou, který piloti využívají pro plánování letu.

Výkonnost kluzáku

Přelet je plánován na školním kluzáku L-23 Super Blaník. Tabulková hodnota klouzavosti kluzáku je 28 při rychlosti 80km/h.

Orografie terénu

Trať je vedena převážně kopcovitým terénem s předpokladem vhodných podmínek pro vznik termiky.

Omezení vzdušného prostoru

Kromě CTR nebyly aktivovány žádné vzdušné prostory.

3.3 Optimalizace plachtařských přeletů

K nejdůležitějším faktorům, ovlivňujících délku přeletu a přeletovou rychlost, patří meteorologické podmínky, taktika a mechanika letu. Chceme-li dosahovat dobrých plachtařských výsledků, musíme využívat výsledků optimalizačních metod, které jsou zaměřeny hlavně na dokonalé využití vlastností kluzáku. Aplikace uvedených metod předpokládá vstupní údaje, které musí během letu pilot zčásti odhadovat. Pilot se rozhoduje na základě zkušeností, které mají zásadní vliv na správnost odhadu. Proto nemůžeme optimalizaci považovat za jediný faktor, ale pouze jako jeden z mnoha základních prostředků k dosažení dobrého výkonu [8].

3.3.1 Rychlostní polára

Závislost mezi horizontální rychlostí klouzavého letu a klesací rychlostí je vyjádřena na rychlostní poláře kluzáku. Hodnoty rychlostí jsou získány v ustálením letu a přepočítány na nadmořskou výšku 0 m. Pro optimalizační metody se používají pouze poláry z naměřených hodnot, nikoliv spočtených, podle nichž by optimální rychlosti a klouzavosti nebyly reálné. Zvětšením letové hmotnosti přesuneme poláru do vyšších rychlostí, čímž se zvýší horizontální, vertikální a tedy i optimální rychlost, ale nejlepší klouzavost se nezmění. Optimální rychlost letu je určena dotykovým bodem tečny k poláře. Některé moderní vysokovýkonné kluzáky

jsou vybaveny klapkou na odtokové hraně, která se vychyluje 15° směrem dolů a 8° nahoru. Účelem klapky je upravovat rozložení tlaku na křídle tak, aby laminární obtékání sahalo co nejdále k odtokové hraně. Pro určité rozsahy úhlů náběhu je vhodná pouze konkrétní výchylka klapky. Kladné výchylky se používají pro menší rychlosti s většími úhly náběhu, záporné výchylky pro vyšší rychlosti a menší úhly náběhu. Pilot musí znát rozsahy rychlostí, pro které je určena optimální výchylka klapky.

Rychlostní poláry jsou měřeny při čistém povrchu křídla. Při znečištění se může klouzavost snížit až o 30 %. Je nutné také kontrolovat těsnost přelepení spojení křídel, utěsnění štěrbin řídicích ploch kormidel a klapky, aby nevznikaly štěrbinové toky, zvětšující celkový odpor kluzáku [11].

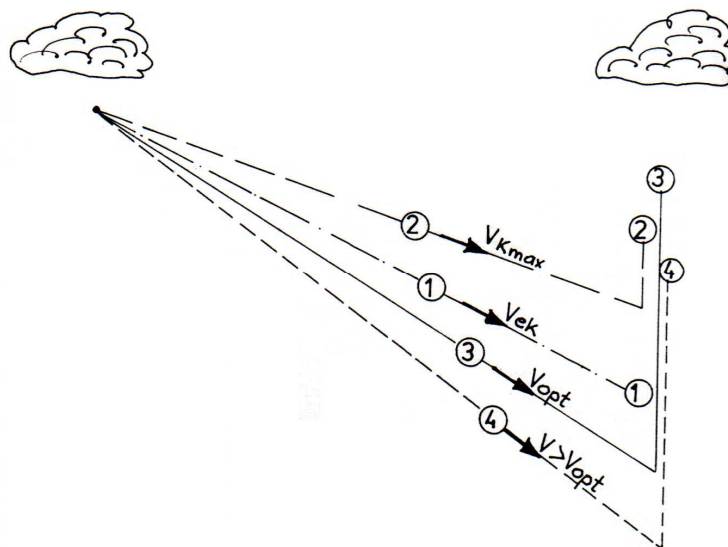
3.3.2 Optimalizace klouzavého letu a cestovní rychlosti

Optimalizace rychlostí klouzání se provádí pro dosažení maximální klouzavosti. Pilot ji využije při dokluzech z přeletu, na otočné body nebo při letištních letech. Za letu se přímé vyhodnocování poláry nepoužívá kvůli chybám ve výpočtech, a proto byly zavedeny pomůcky pro výpočet optimální rychlosti pro dokluz.

Pro praktické využití platí několik zásad:

- nejvíce ovlivňuje klouzavost proudění vertikální
- při větru v zádech a při průletu vzestupným proudem se optimální rychlost klouzání pohybuje mezi optimální rychlostí v klidném ovzduší a minimální rychlostí
- při průletu klesavým proudem je třeba podstatně zvýšit rychlost (zejména působí-li protivítr)

Při optimalizaci cestovní rychlosti volíme horizontální rychlost takovou, aby nám umožnila v daných podmínkách docílit co nejvyšší cestovní rychlosti. Nejvyšší rychlosti na přeskoce dosáhneme pouze s optimální rychlostí, kterou stanovíme výpočtem nebo vhodným nastavením MC- kroužku [11].



Obr. 3.3.2 Srovnání přeskových rychlostí [11]

3.3.3 Nastavení M-C kroužku

Podle teorie optimalizace musíme měnit přeskovovou rychlost v závislosti na změnách vertikálního proudění. Při průletu klesáním musíme rychlost zvýšit a při průletu stoupáním snížit. Pro usnadnění volby přeskové rychlosti byl panem McCreadym navržen otočný kroužek na variometru, na němž jsou uvedeny hodnoty přeskových rychlostí. Její význam spočívá v tom, že ručička variometru ukazuje přímo na stupnici kroužku hodnotu optimální rychlosti na přeskoku. Pilot musí pouze nastavit počáteční bod stupnice kroužku na hodnotu očekávaného stoupání a udržovat rychlost podle údajů kroužku. Stupnice na MC-kroužku platí pouze pro variometr s lineární stupnicí a pro letovou hmotnost, při níž byla změřena polára [8,11].



3.3.3 MC-kroužek [21]

3.3.4 Optimalizace kroužení

Během plachtařského přeletu s využíváním termických stoupavých proudů získává pilot potřebnou výšku kroužením. Při vstupu do stoupavého proudu snížíme rychlost na hodnotu asi o 15 km/h vyšší než je rychlost kroužení a teprve potom přecházíme do kroužení. Hodnotu optimálního náklonu volíme podle průměru stoupavého proudu. Pro úzké stoupavé proudy se náklon pohybuje kolem 45 °, pro široké asi 30 °. Pokud má kluzák vztakové klapky, je výhodné je při menších poloměrech kroužení využít. Nejmenšího poloměru kroužení dosáhneme při maximálním úhlu náběhu, tedy při rovném letu minimální rychlostí. V kroužení je tato rychlost vlivem náklonu vyšší. Při opouštění stoupavého proudu je důležité využít jeho energie ke zrychlení kluzáku na přeskokovou rychlost. Tímto způsobem omezíme ztráty průletem klesavého proudu na minimum [11].

3.3.5 Let pod konvekční řadou oblaků

Pod konvekční řadou oblaků se nachází rozsáhlá oblast stoupání s různými výstupnými rychlostmi. Snahou pilota je využít řadu rovným letem po optimální stopě, tak aby získal co největší přírůstek výšky. Pro volbu optimální rychlosti letu pod konvekční řadou platí stejné zásady jako za podmínek letu s využíváním kroužení. MC-kroužek se používá stejným způsobem. Nejvýhodnější je létat s nejvyšším možným nastavením MC-kroužku, které volíme podle hodnoty stoupání v kroužení [11].

4 LET V DLOUHÉ VLNĚ

Pro předpověď proudění ve tvaru vln je v současnosti možné využít například modelu flymet, který vytváří mapy vlnových rozruchů pro celou ČR. Mapy jsou dostupné pro hladiny 500 hPa, 600 hPa, 700 hPa, 800 hPa a 850 hPa. Protože je ale charakteristika vlnového proudění závislá na tvaru překážky, jsou zásady pro vyhledávání stoupání pro každou lokalitu odlišné. V příloze 3 je praktické využití mapy vlnových rozruchů v Beskydech.

ZÁVĚR

Pochopení meteorologických dějů v atmosféře je základním předpokladem každého bezmotorového letu. Cílem této práce bylo shrnutí všech meteorologických jevů, které mají význam pro létání a objasnění základních mechanismů při vzniku termických stoupavých proudů a při proudění ve tvaru vln. Přílohy map využitelnosti, hodnot stoupání, výšek oblačnosti, pokrytí oblačností a capu byly zpracovány modelem Flymet, který je významnou pomůckou při plánování letu, a jemuž bezmotoroví piloti přikládají velký význam. Z vlastního pozorování mohu potvrdit správnost výpočtů modelu. Let, který byl plánován v této práci, se bohužel ještě neuskutečnil.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Monografie

- [1] BEDNÁŘ, J., 2003. Meteorologie: [úvod do studia dějů v zemské atmosféře]. 1. vyd. Praha: Portál. 223 s. ISBN 80-717-8653-5.
- [2] ČERNAVA, S., 1972. Letecká meteorologie. Praha: SNTL. 336s.
- [3] DVOŘÁK, P., 2001. Ilustrovaný atlas oblaků. 1. vyd. Praha: Svět křídel. 122 s. ISBN 80-852-8079-5.
- [4] DVOŘÁK, P., 2010. Letecká meteorologie: učebnice meteorologie pro piloty kvalifikace UL, GLD, PPL, CPL, ATPL a všechny ostatní, kteří potřebují odborné znalosti letecké meteorologie. Cheb: Svět křídel. 481 s. ISBN 978-80-86808-85-7.
- [5] DVOŘÁK, P., 2002. Termika: vyšší škola plachtění. Vyd. 1. Cheb: Svět křídel. 225 s. ISBN 80-85280-83-3.
- [6] HÁZA, L. – KOSTKA, O. a kol., 1963. Meteorologie pro sportovní letce. Praha: Naše vojsko. 268 s.
- [7] 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 80-720-4447-8.
- [8] LEXMANN, E., 1989. Meteorológia pre športového pilota. 2. vyd. Bratislava: Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatury. 248 s.
- [9] PLOS, R., 2010. Paragliding: moderní učebnice létání s padákovými kluzáky. 1. vyd. Cheb: Svět křídel. 231 s. ISBN 978-80-86808-78-9.

- [10] SOBÍŠEK, B. A kol., 1993. Meteorologický slovník výkladový a terminologický. 1. vyd. Praha: Academia a Ministerstvo životního prostředí České republiky. 594 s. ISBN 80-853-6845-5.
- [11] WALA, T., 1982. Metodika výcviku na kluzácích. 1. vyd. Praha: Modela, podnik ÚV Svazarmu. 224 s.

Elektronické citace

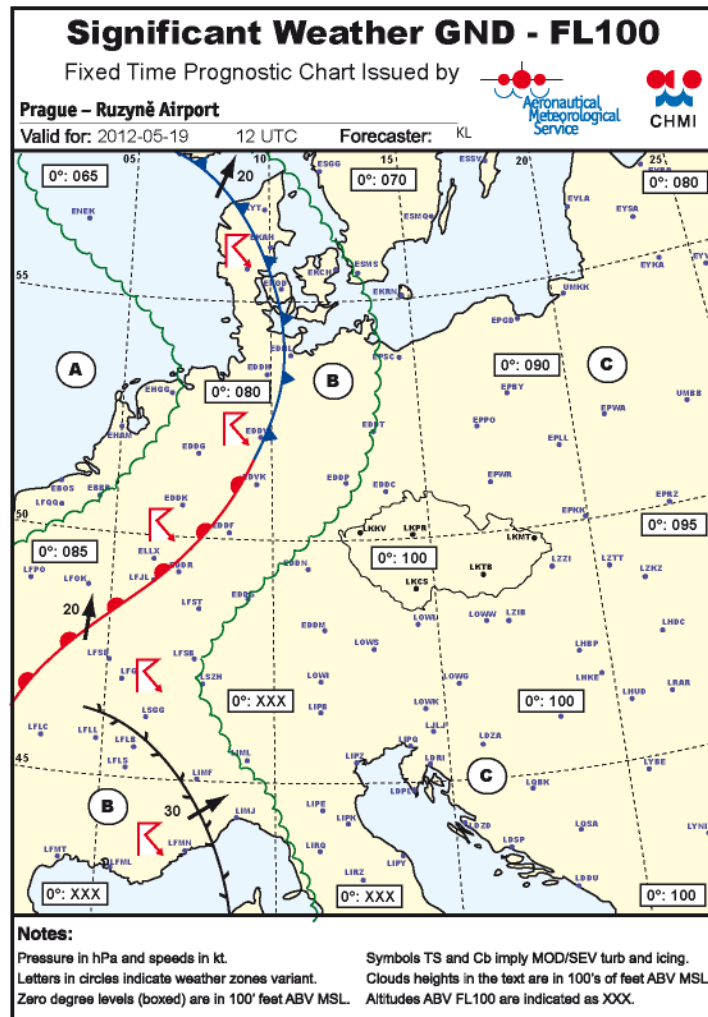
- [12] AEROKLUB ČR. Pravidla CPS. cpska.cz [Online]
1. leden 2007. [Citace: 5. duben 2012].
Dostupné na: <http://www.cpska.cz/public/docs/CPS2007.pdf>
- [13] Český hydrometeorologický ústav [Online]
Dostupné na: <http://www.chmi.cz>
- [14] DVOŘÁK, P. Jak to vlastně je s tím aerologickým diagramem. Aeroweb.cz [Online]
17. květen 2006. [Citace: 15. březen 2012].
Dostupné na: <http://www.aeroweb.cz/clanek.asp?ID=183&kategorie=29>
- [15] DVOŘÁK, P. Plachtařský přelet-meteorologická příprava. skyfly.cz [Online]
11. březen 2007. [Citace: 2. březen 2012].
Dostupné na: http://www.skyfly.cz/zajimavo/mete_dv1.htm
- [16] FLYMET [Online]
[Citace: 17. duben 2012].
Dostupné na: <http://flymet.meteopress.cz/manual.php>
- [17] KERUM, J. Jak vzniká vlna?. Aeroweb.cz [Online]
8. prosinec 2006. [Citace: 14. duben 2012].
Dostupné na: <http://www.aeroweb.cz/clanek.asp?ID=601&kategorie=29>
- [18] ŘEZÁČOVÁ, D. Silné konvektivní jevy na území ČR. CHMI.cz [Online]
23. duben 2004. [Citace: 19. březen 2012].
Dostupné na: <http://portal.chmi.cz>
- [19] Slunečno.cz, Aladin – model pro předpověď počasí. slunečno.cz [Online]
6. listopad 2011. [Citace: 2. květen 2012].
Dostupné na: <http://www.slunecno.cz/pocasi-ze-sveta/aladin-model-pro-predpoved-pocasi-od-chmi-52>

- [20] Vznik termické bubliny [Online]
[Citace: 6. květen 2012].
Dostupné na: [http:// http://deltaklub.szm.com/articles/a_thermal.htm](http://deltaklub.szm.com/articles/a_thermal.htm)
- [21] Zboží: internetový obchod streckenflug [Online]
[Citace: 15. duben 2012].
Dostupné na: <http://www.streckenflug.at>

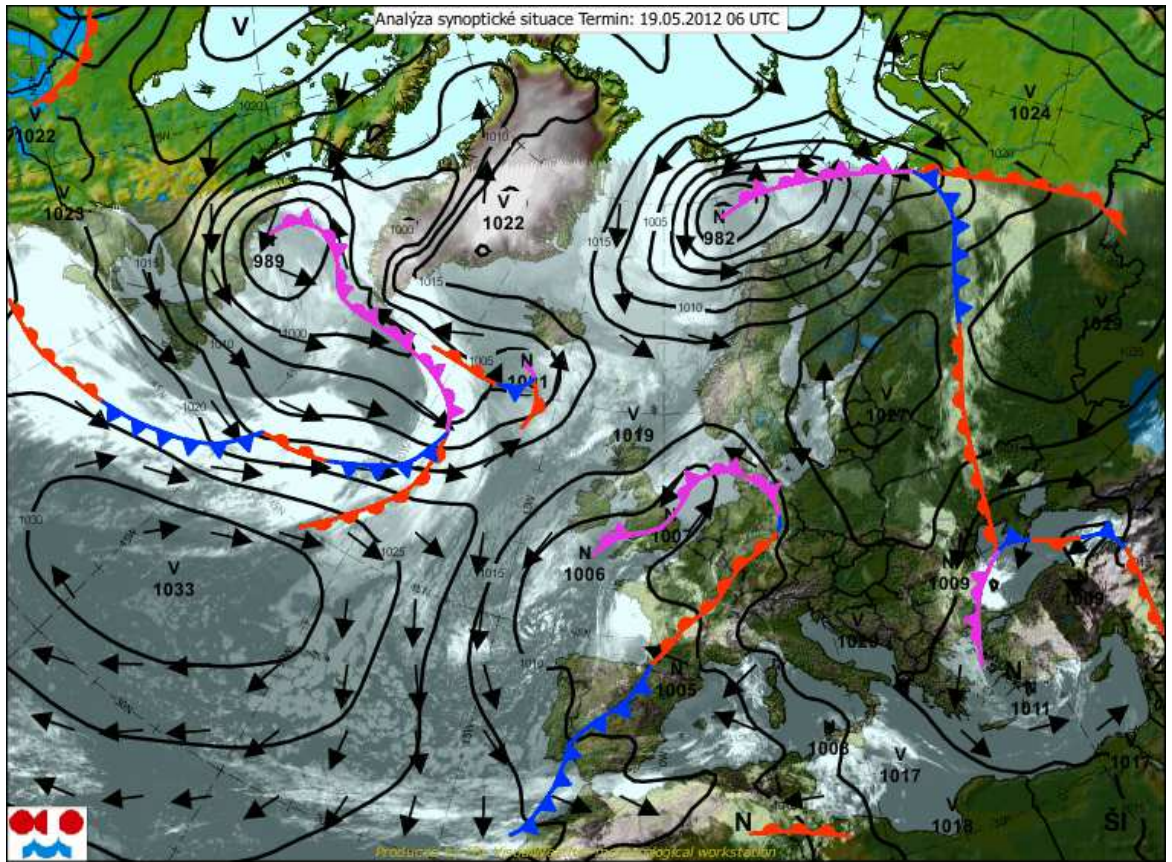
SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

ALADIN	Předpovědní model
ČHMU	Český hydrometeorologický ústav
FLYMET	Předpovědní model
KKH	Konvekční kondenzační hladina
METAR	Pravidelná letištní zpráva
SEČ	Středoevropský čas
UTC	Světový koordinovaný čas
VKH	Výstupná kondenzační hladina

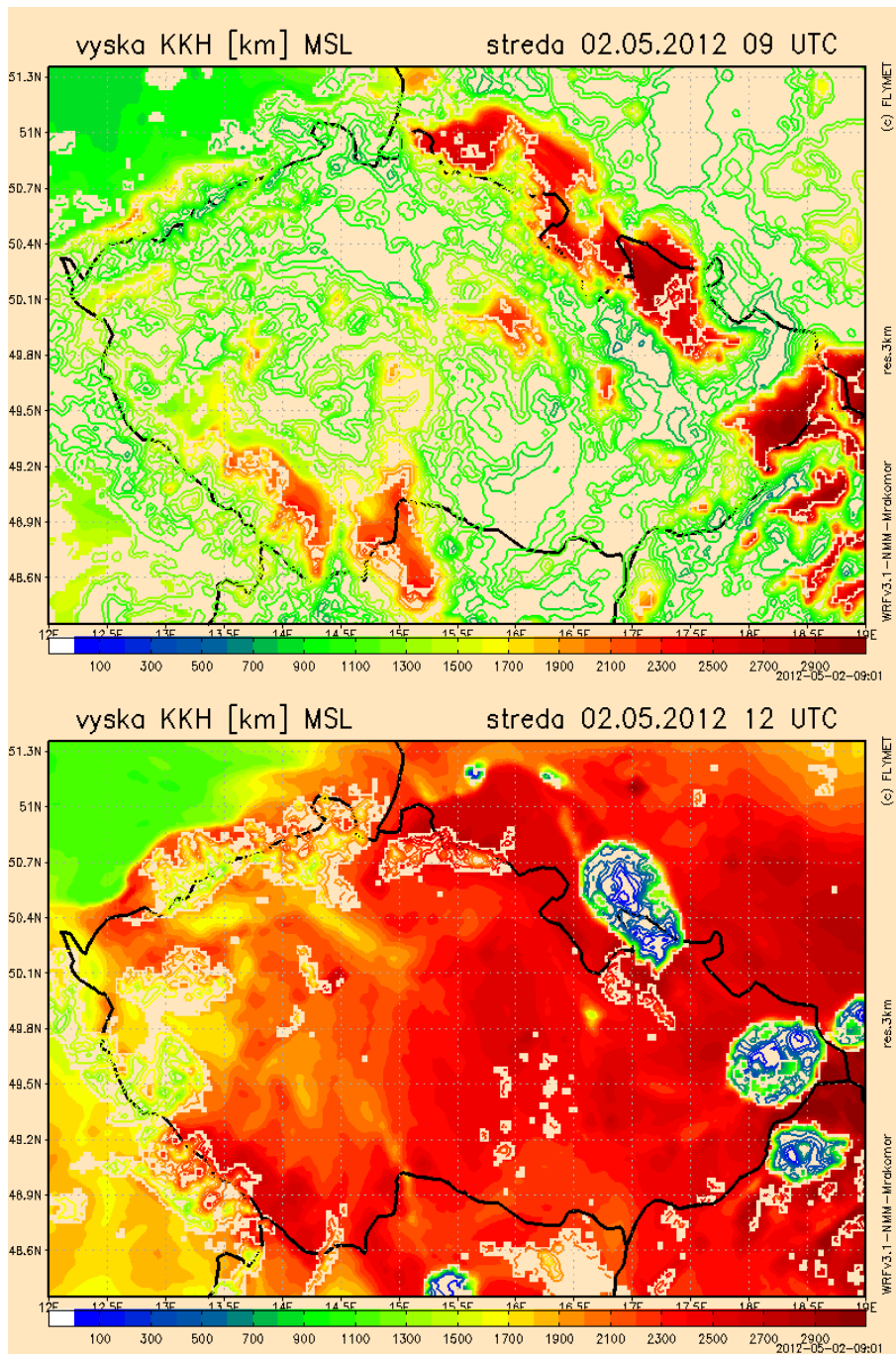
Příloha 1 – Mapa význačného počasí do FL100

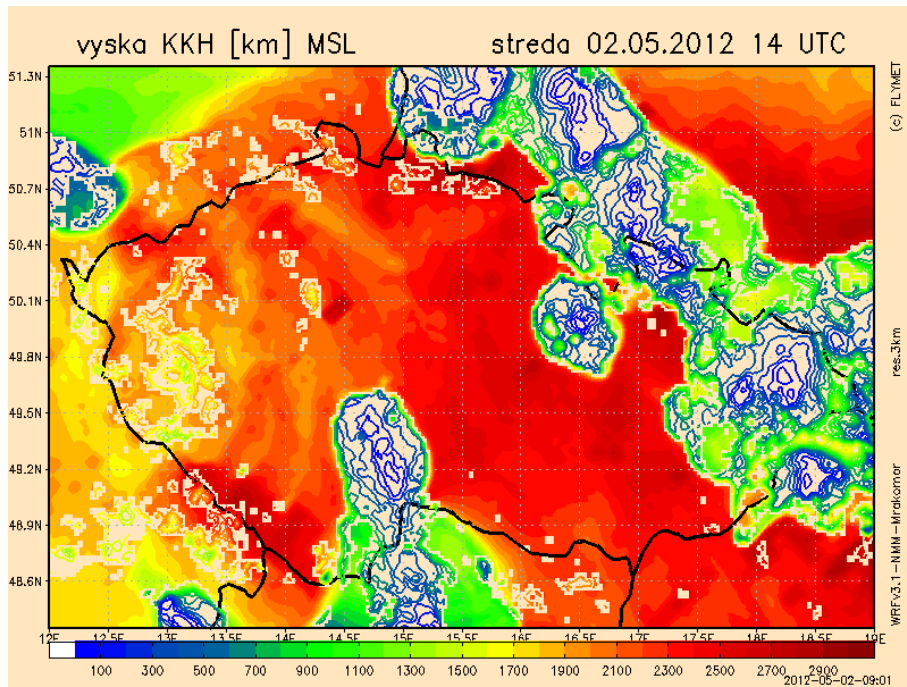


Příloha 1- Analýza synoptické situace

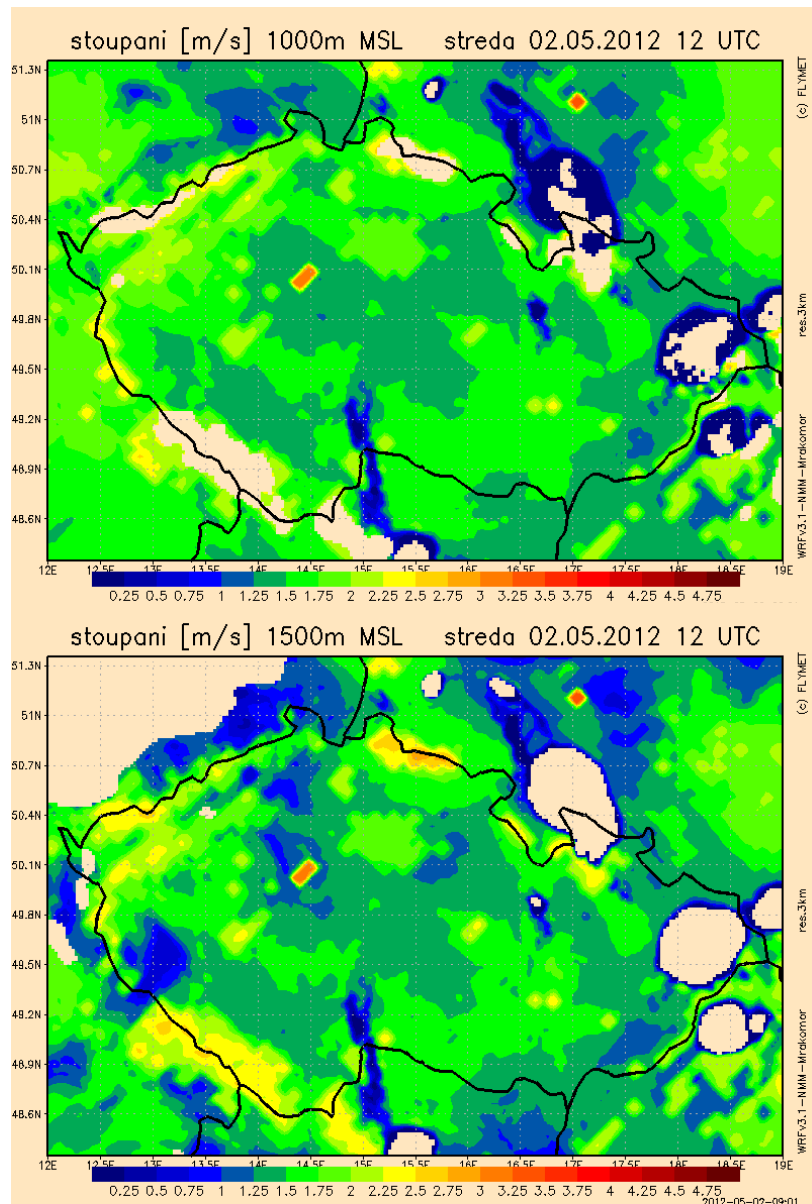


Příloha 2 – Předpověď výšky kupovité oblačnosti v 09, 12 a 14 UTC

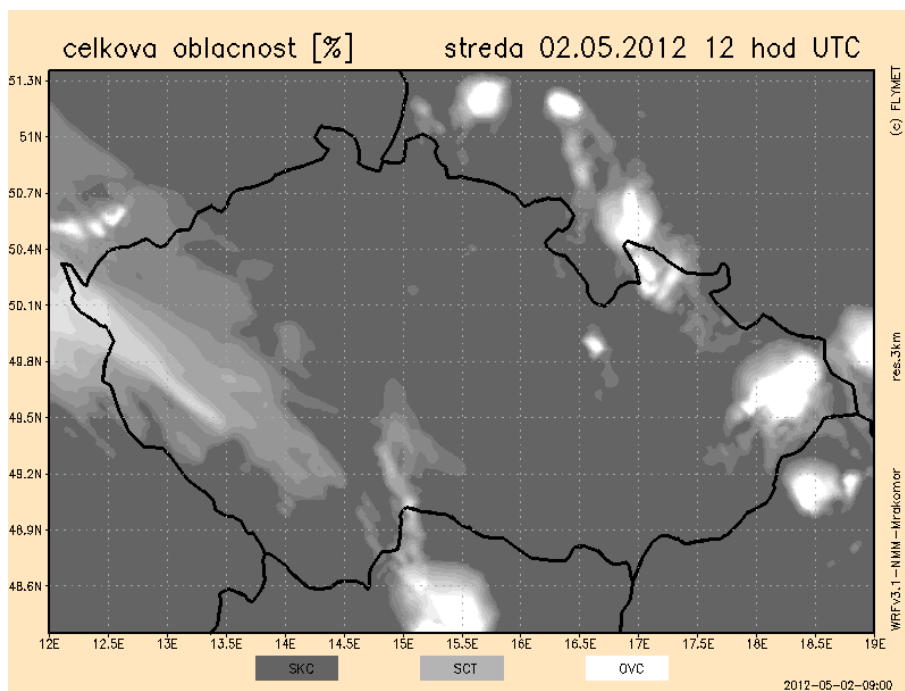




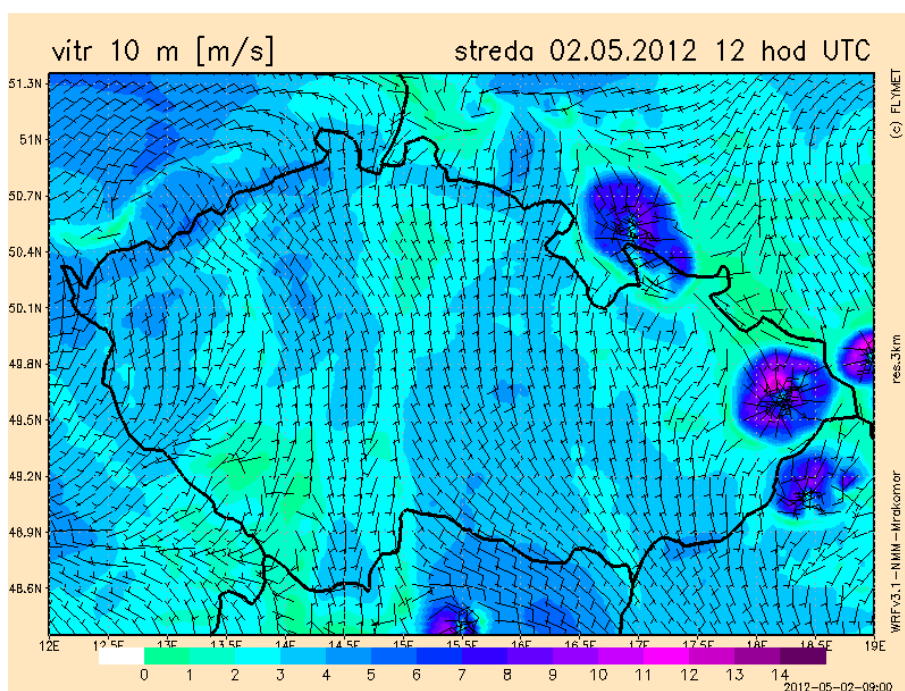
Předpověď stoupání pro výšku 1000 m a 1500 m ve 12 UTC



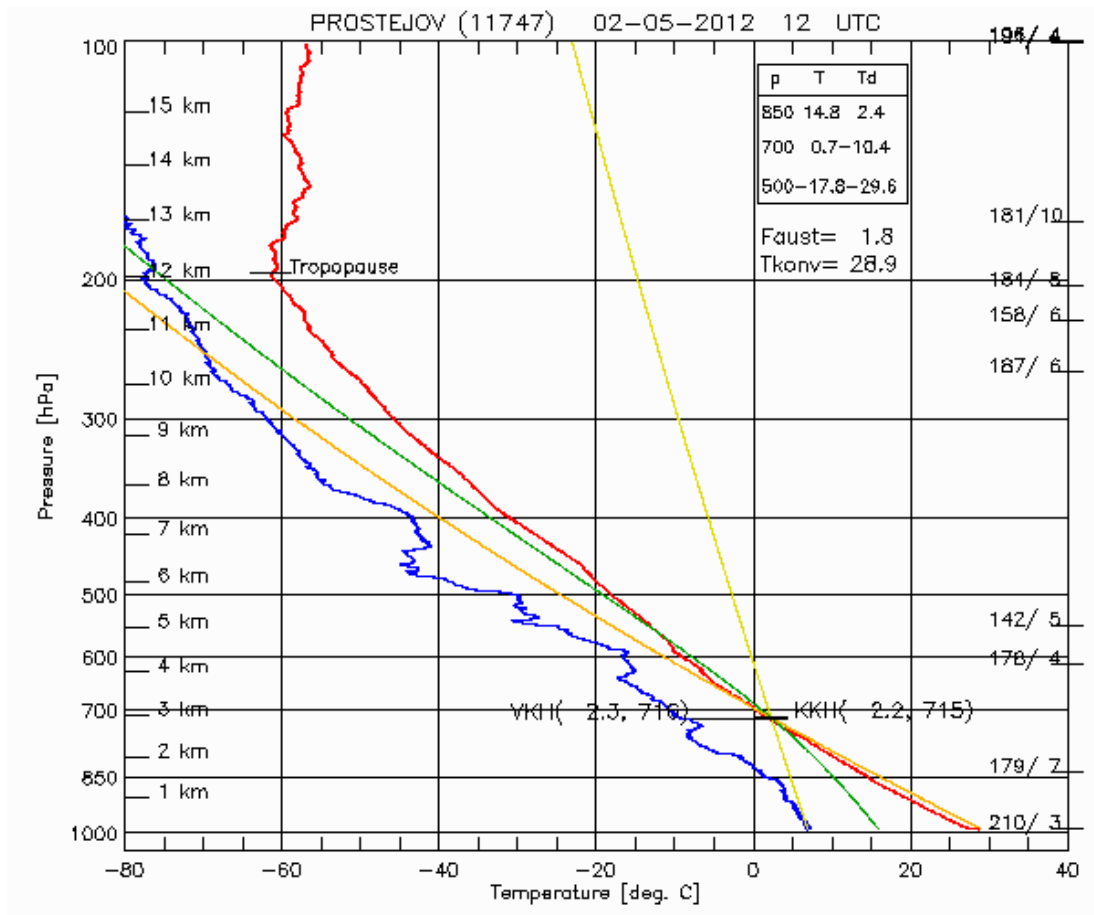
Předpověď oblačnosti



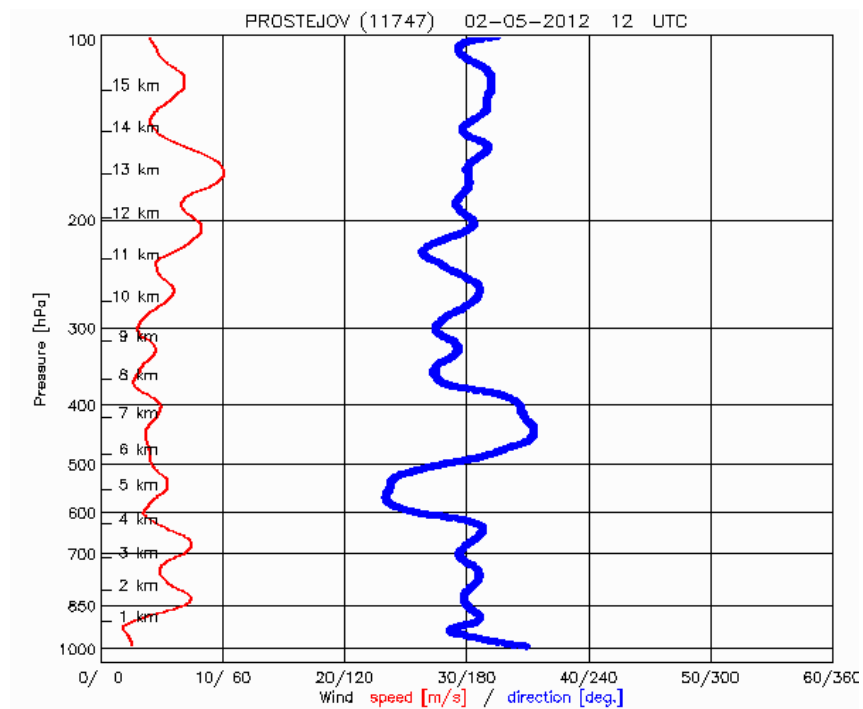
Předpověď větru v 10 m



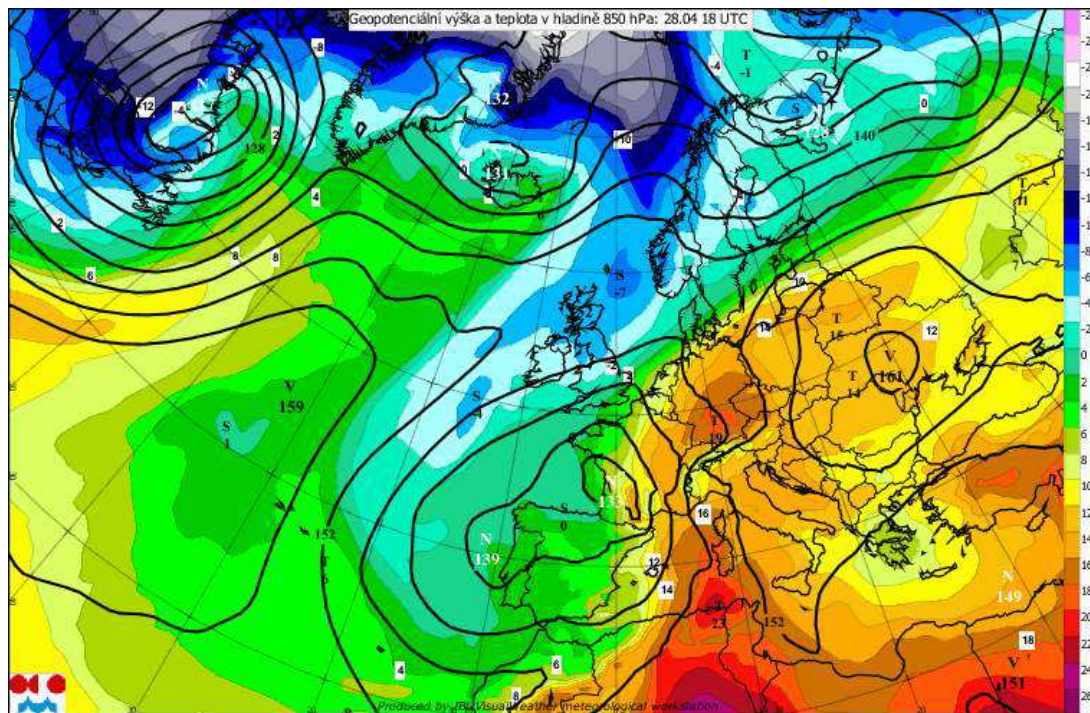
Aerologický diagram



Výškový vítr



Výšková mapa



Příloha 3 Mapa vlnových rozruchů a záznam přeletu z CPS

