

**METODICKÁ PRÍRUČKA METEOROLOGICKEJ
PRÍPRAVY PRE PLACHTÁRSKE LIETANIE**

DÁVID DARNADY

2010

OBSAH

OBSAH	2
ZOZNAM SKRATIEK A SYMBOLOV	4
ZOZNAM SKRATIEK	4
ZOZNAM SYMBOLOV	4
ZOZNAM TERMÍNOV	5
ÚVOD.....	6
1 IDENTIFIKÁCIA PLACHTÁRSKY ZAUJÍMAVÝCH METEOROLOGICKÝCH JAVOV	7
1.1 CHARAKTERISTIKA PODMIENOK A FYZIKÁLNYCH PROCESOV VZNIKU	7
1.2 TERMICKÁ KONVEKCIA – „TERMIKA“	7
1.3 SVAHOVÉ PRÚDENIE	9
1.4 VLNOVÉ PRÚDENIE	12
1.5 DRUHY OBLAČNOSTI A ICH VÝZNAM PRE PLACHTENIE.....	16
1.6 KOPOVITÁ OBLAČNOSŤ A JEJ SÚVISLOSŤ S TERMICKOU KONVEKCIOU	17
1.6.1 <i>Cumulus humilis</i>	17
1.6.2 <i>Cumulus mediocris</i>	18
1.6.3 <i>Cumulus congestus</i>	19
1.6.4 <i>Charakteristika oblakov Cu z hľadiska plachtárskych letov</i>	20
1.6.5 <i>Spôsoby hľadania stúpavých prúdov a technika ich využívania pre plachtársky let.....</i>	21
2 TECHNIKA PREDPOVEDE SLEDOVANÝCH METEOROLOGICKÝCH JAVOV PRE POTREBY PLACHTÁRSKEHO LIETANIA.....	29
2.1 CELKOVÁ POVETERNOSTNÁ SITUÁCIA	30
2.1.1 <i>Anticyklonálna situácia.....</i>	30
2.1.2 <i>Cyklonálna situácia</i>	30
2.1.3 <i>Vplyv vzduchových hmôt.....</i>	31
2.2 SYNOPTICKÉ MAPY, SNÍMKY Z DRUŽÍC A METEOGRAM	32
2.2.1 <i>Rozbor synoptických máp</i>	32
2.2.2 <i>Družicové snímky.....</i>	35
2.2.3 <i>Meteogram.....</i>	37
2.3 VIETOR	39

2.3.1	<i>Grafická predpoveď prízemného vetra</i>	39
2.3.2	<i>Výškový profil vetra</i>	40
2.4	AEROLOGICKÝ VÝSTUP – PRIEBEH TEPLoty A VLHKOSTI VZDUCHU S VÝŠKOU	42
2.4.1	<i>Vyhodnotenie aerologického výstupu</i>	42
2.4.2	<i>Energia instability</i>	46
3	NÁVRH POSTUPU PRI VÝBERE VHODNEJ LETOVEJ TRATE	52
3.1	VOEBA DĹŽKY PRELETU	52
3.2	VOEBA TRATE PRELETU	54
4	ZÁVER	57
	ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY	58
	PRÍLOHA A: VYBRANÉ DRUHY OBLAČNOSTI	59
	PRÍLOHA B: PRÍZEMNÁ SYNOPTICKÁ PREDPOVEDNÁ MAPA	60

ZOZNAM SKRATIEK A SYMBOLOV

Zoznam skratiek

Ac len	Alto cumulus lenticularis
AUP	Actual Use of Airspace – aktuálne využitie vzdušného priestoru
CAPE	Convective Available Potential Energy - dostupná energia instability
CIN	Convective Inhibition - energia potrebná pre stúpanie častice od povrchu do hladiny voľnej konvekcie
Cu	Cumulus
Cu con	Cumulus congestus
Cu med	Cumulus mediocris
GPS	Globálny polohovací systém
HNV	Hladina nulového vztľaku
HVK	Hladina voľnej konvekcie
ICAO	Medzinárodná organizácia pre civilné letectvo
KKH	Konvektívna kondenzačná hladina
METAR	Pravidelná letecká správa o počasí
RGB	Farebný model využívajúci kombinácie červenej, zelenej a modrej farby
SHMÚ	Slovenský hydrometeorologický ústav
T_c	Teplota voľnej konvekcie
UTC	Universal time coordinated - koordinovaný svetový čas
VKH	Výstupná kondenzačná hladina

Zoznam symbolov

J/kg	joule na kilogram
m²/s²	meter na druhú za sekundu na druhú
°C	stupeň Celsia
cm/s	centimeter za sekundu
h	hodina
hPa	hektopascal
s	sekunda
km/h	kilometer za hodinu
m	meter
m/s	meter za sekundu

ZOZNAM TERMÍNOV

Adiabata	krivka popisujúca zmeny stavových veličín počas adiabatického deja
Advekcia	horizontálne premiestňovanie prúdením v atmosfére
Albedo	pomer energie odrazenej telesom a energie dopadajúcej na teleso
Anticyklóna	tlaková výš
Cyklóna	tlaková níz
Divergencia	rozbiehanie prúdnic pri obtekaní telesa tekutinou
Doklz	priamočiary kĺzavý let, ktorý sa končí pristátím, alebo príletom nad cieľový bod
Fén	teplý a suchý nárazovitý vietor na záveternej strane pohorí
Gradient	zmena fyzikálnej veličiny pripadajúca na jednotku dĺžky
Gradientový vietor	horizontálne prúdenie vzduchu vyvolané tlakovým spádom
Inverzia	rast teploty vzduchu s výškou
Izobara	myslená čiara spájajúca miesta s rovnakým tlakom vzduchu
Izobarická plocha	množina bodov vo vzduchu, v ktorých je rovnaký tlak vzduchu
Izohypsa	myslená čiara spájajúca miesta s rovnakou výškou určitej izobarickej hladiny
Izotacha	myslená čiara, ktorá spája miesta s rovnakou rýchlosťou vetra
Izotermia	konštantný priebeh teploty s výškou, kedy sa teplota s výškou nemení
Konvekcia	relatívne usporiadané vertikálne prúdenie vzduchu zdola nahor
Konvektívna vrstva	vertikálne ohraničená oblasť vzduchu, v ktorej prebieha konvekcia
Konvergencia	zbiehanie prúdnic pri obtekaní telesa tekutinou
Laminárne prúdenie	je usporiadané, ustálené prúdenie
Orografia	vonkajší tvar povrchu (rovina, pahorkatina, horský terén)
Prúdnic	myslená čiara, ktorej dotyčnica v ľubovoľnom bode určuje smer a rýchlosť prúdenia
Subsidencia	klesavé pohyby vzduchu
Synoptická mapa	geografická mapa, na ktorej sú zapísané výsledky pozorovaní zo siete meteorologických staníc v stanovenom termíne
Tlakový gradient	horizontálna zmena tlaku pripadajúca na jednotku dĺžky
Turbulentné prúdenie	nepravidelné až chaotické prúdenie, často vírivé
Variometer	letecký prístroj na určovanie vertikálnej rýchlosti stúpania, alebo klesania lietadla
Vzduchová hmota	určitý objem vzduchu, ktorý má vo všetkých miestach takmer rovnaké fyzikálne vlastnosti
Vztlková sila	sila pôsobiaca opačným smerom ako gravitačná sila
Zvrstvenie vzduchu	priebeh teploty vzduchu s výškou nad zemským povrchom

ÚVOD

Všeobecne je známe, že lietanie je závislé od počasia. Plachtenie je na priestorové charakteristiky počasia obzvlášť citlivé a dalo by sa označiť za aplikovanú meteorológiu.

Na uskutočnenie letu vetroňa sú potrebné také poveternostné podmienky, pri ktorých namiesto pohonnej jednotky dodáva lietadlu energiu príroda prostredníctvom stúpavých prúdov. Ak sú vhodné meteorologické podmienky, piloti vetroňov dokážu lietať aj celé hodiny a preletieť stovky kilometrov. Cestou ako sa stať úspešným plachtárom je preto výborná znalosť týchto javov počasia a dôkladná meteorologická príprava na každý let.

Plachtenie je v súčasnosti rozširujúcim sa leteckým športom, a to ako v zahraničí, tak aj na Slovensku. Aerokluby každoročne vycvičia niekoľko nových pilotov – plachtárov, ktorí začínajú s výkonným plachtením rok od roka v mladšom veku. Zárukou ich dôkladnej teoretickej a praktickej prípravy je zloženie pilotnej skúšky. Počas prípravy na športové lietanie prechádzajú od miestnych termických letov po dlhé prelety. Teoretickým základom pre nich môže byť niekoľko zahraničných publikácií alebo staršie domáce publikácie. Vo väčšine prípadov sa zameriavajú hlavne na taktiku súťažných preletov a samotná príprava na prvé termické lety zostáva v úzadí. Táto práca je zameraná na teoretickú časť prípravy plachtára na prvé termické lety, ale aj na dlhšie prelety odhliadajúc od súťažných taktík. Tým nadväzuje na základné teoretické poznatky získané pri príprave na pilotné skúšky, ktoré v 2. kapitole rozširuje o podrobnejšiu analýzu pozorovaných javov zaujímavých pre plachtárov. V 3. kapitole sa zaoberá zostavením predpovede týchto javov prostredníctvom bežne dostupných informácií a v 4. kapitole je návod, akým spôsobom aplikovať predpoveď pri voľbe trate preletu.

Cieľom práce je oboznámiť menej skúsených plachtárov s javmi, ktoré budú počas plachtárskych letov využívať a vytvoriť teoretický podklad pre plánovanie dĺžky a trate preletu.

1 IDENTIFIKÁCIA PLACHTÁRSKY ZAUJÍMAVÝCH METEOROLOGICKÝCH JAVOV

1.1 Charakteristika podmienok a fyzikálnych procesov vzniku

Medzi meteorologické javy, ktoré sú pre plachtárov zaujímavé patria všetky druhy stúpavých prúdov. Tieto plachtár počas letu nepretržite vyhľadáva a snaží sa ich využiť.

Poznáme tri najvyužívanejšie druhy stúpavých pohybov vzduchu:

- *termická konvekcia,*
- *svahové prúdenie,*
- *vlnové prúdenie.*

Existujú aj ďalšie typy využiteľných stúpavých prúdov (napríklad konvergencia na rozhraní dvoch vzduchových hmôt), no tými sa v tejto práci nebudeme zaoberať.

Úlohou plachtára počas letu je vyhľadávať a čo najefektívnejšie využívať tieto prúdy. Pomocou nich dokáže stúpať a následne zotrvať vo vzduchu dlhšie, prípadne preletieť určitú vzdialenosť. Ako však správne využívať jednotlivé typy stúpavých prúdov bude spomenuté v nasledujúcich kapitolách. V prvom rade totiž musí plachtár poznať princíp, akým dané stúpavé prúdy vznikajú.

1.2 Termická konvekcia – „termika“

Termická konvekcia je vertikálny pohyb určitého objemu vzduchu, ktorý je relatívne teplejší ako okolitý vzduch. Zemský povrch prijíma časť tepelnej energie zo slnečného žiarenia a tým sa zohrieva. Časť, ktorú neprijme, odráža. Schopnosť odrážať slnečné žiarenie popisuje *albedo* povrchu, ktoré definujeme ako pomer odrazeného a pohlteneho žiarenia. Čím je albedo menšie, tým viac žiarenia povrch pohltí. Nie každý typ povrchu má rovnaké albedo. To je ovplyvnené nasledovnými faktormi:

- farba povrchu – napríklad zelená lúka má vyššie albedo ako oráčina,
- reliéf povrchu – rovný povrch má vyššie albedo,
- vlhkosť povrchu – vlhký povrch má menšie albedo ako suchý.

Niektoré látky, ktoré majú veľkú tepelnú kapacitu sa od slnečného žiarenia dokážu výrazne zohriať a následne v tieni sa dokážu výrazne ochladiť. Toto platí napríklad pre kovy, kameň alebo asfalt. Rovnako kopovitá oblačnosť výrazne odráža slnečné žiarenie, preto na miesta, kde vrhá tieň, dopadá podstatne menej žiarenia ako na

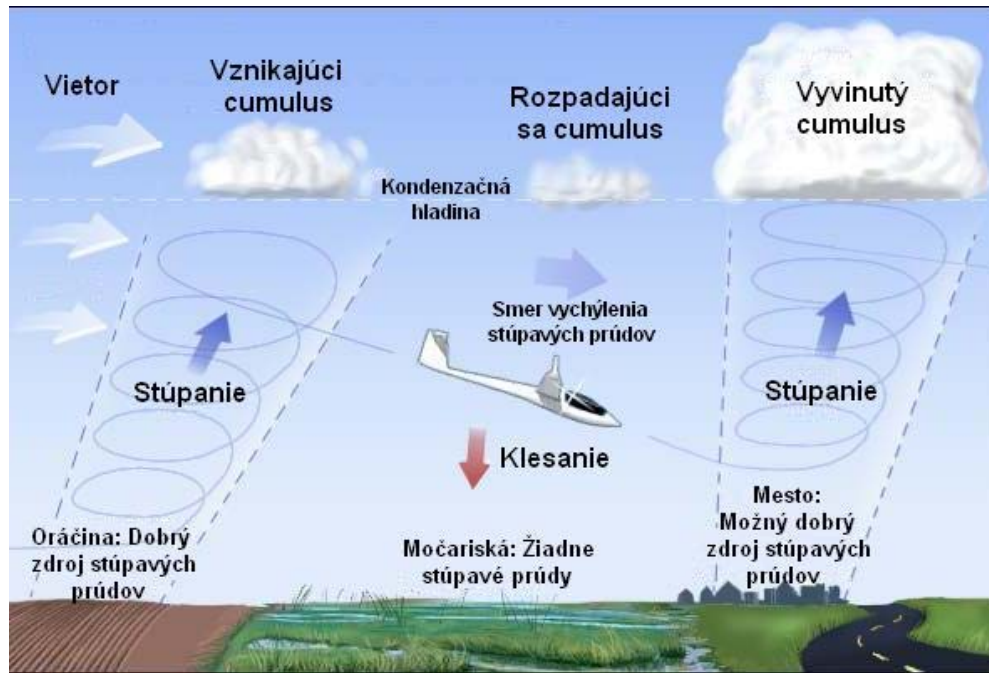
osvetlené miesta. Taktiež je potrebné spomenúť uhol pod akým dopadajú slnečné lúče na zemský povrch. Pri kolmom dopade sa pohlcuje najviac tepelnej energie. Znalosti o schopnostiach jednotlivých typov povrchu absorbovať tepelnú energiu sú významnou pomôckou pri vyhľadávaní stúpavých prúdov a dokonca aj pri odhadovaní rýchlosti ich stúpania. Na takéto odhady však potrebujeme poznať rad ďalších faktorov, ktoré na daný prúd pôsobia.

Princíp vzniku stúpavého prúdu.

Od zohriateho povrchu sa zohrieva priliehajúca vzduchová hmota s určitými fyzikálnymi vlastnosťami (teplota, hustota, vlhkosť). Vďaka kontrastu medzi jednotlivými typmi povrchu sa táto hmota svojimi vlastnosťami odlišuje od okolitého vzduchu. Ako vieme teplejší vzduch s relatívne väčšou hustotou má tendenciu stúpať nahor do chladnejších vrstiev, kde sa rozpína a tým sa ochladzuje. Teplejší vzduch teda stúpa, až kým sa jeho teplota nevyrovná teplote okoliu. Aby sa však takáto hmota vzduchu „odtrhla“ od zeme a začala stúpať, je potrebné prevládajúce **instabilné zvrstvenie vzduchu**. Mierou takéhoto zvrstvenia je instabilný vertikálny teplotný gradient. Ten nám vyjadruje, že s pribúdaním výšky nad povrchom sa teplota vzduchu znižuje približne o 1°C na 100 m výšky. Takýto vertikálny teplotný gradient nazývame *nenasýtenoadiabatický*. Nenasýtenoadiabatický preto, lebo vzduch nie je nasýtený vodnou parou. Miera nasýtenia, ktorú nazývame stupeň nasýtenosti vyjadruje objem vodných pár, ktorý je objem vzduchu schopný absorbovať a mení sa s teplotou vzduchu. Čím je totiž nižšia teplota vzduchu, tým menej vodnej pary dokáže daný vzduch obsiahnuť. Vystupujúca teplejšia vzduchová hmota sa adiabaticky ochladzuje v našom prípade o 1°C na každých 100 m, čím sa neustále zvyšuje jej relatívna vlhkosť. Až dosiahne určitú výšku, nastane nasýtenie vzduchu vodnou parou, presýtenie a následná kondenzácia vodnej pary na vodné kvapôčky, pričom sa uvoľňuje energia. Tieto kvapôčky vody sa zviditeľnia vo forme oblaku druhu Cumulus. Výšku, v ktorej dôjde ku kondenzácii nazývame *konvektívna kondenzačná hladina*. Nad ňou vzduch pokračuje v stúpaní s *nasýtenoadiabatickým* teplotným gradientom (0,6°C / 100m). Výšku kondenzačnej hladiny vnímame ako základňu oblačnosti a jej výška závisí od vlhkosti vzduchu, teploty rosného bodu a teploty prízemnej vrstvy vzduchu, pri ktorej sa termický stúpavý prúd „odtrhne“. Túto teplotu nazývame *teplotou voľnej konvekcie* a jej dosiahnutie podmieňuje pre dané meteorologické podmienky vznik oblačnosti druhu Cumulus. Nie je však pravidlom, že pokiaľ sa takáto oblačnosť nevyskytuje, nevznikajú termické prúdy. Na ich vznik je potrebné slnečné žiarenie a instabilné zvrstvenie vzduchu. Pokiaľ oblačnosť druhu Cumulus v daný deň nevznikne, znamená to, že vzduch nie je dostatočne nasýtený vodnou parou, alebo nebola dosiahnutá potrebná teplota voľnej konvekcie, malý vertikálny teplotný gradient – prúdy nedosiahnu výšku kondenzačnej hladiny, alebo rovnako sa môže v určitej výške vyskytnúť stabilné teplotné zvrstvenie – izotermia, alebo inverzia, s takou hrúbkou, že

ju stúpajúce termické prúdy neprekonajú. Ak pri termickej konvekcií nevzniká oblačnosť, hovoríme o **čistej (bezoblačnej) termike**.

Na čo musí myslieť každý plachtár sú okrem stúpavých prúdov aj klesavé prúdy. Tie sa vyskytujú po okrajoch stúpavých a spolu s nimi spôsobujú vertikálne premiešavanie vzduchu. Spravidla pri každom termickom lete narazíme aj na klesavé prúdy a vyhnúť sa im je vo väčšine prípadov nemožné. S klesavými prúdmi sa plachtár vysporiada tak, že sa v nich bude zdržovať čo najkratšie, takže nimi preletí čo najväčšou rýchlosťou. Vtedy je úbytok výšky najmenší.



Obrázok 1: Schéma preletu vetroňa oblasťou termickej konvekcie (Zdroj: www.aerospaceweb.org)

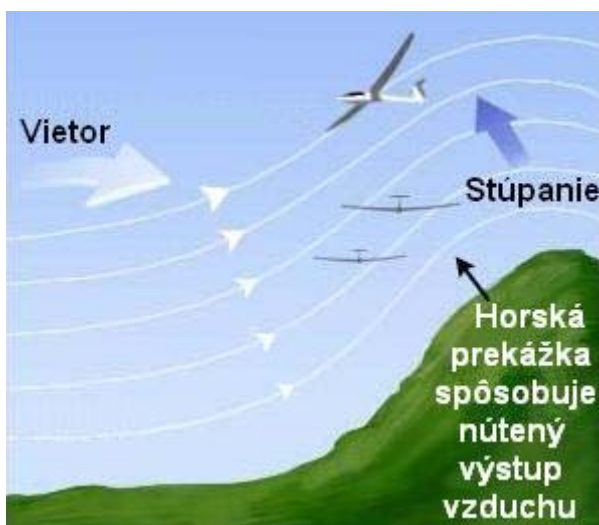
1.3 Svahové prúdenie

Ďalším plachtármi využívaným výstupným pohybom vzduchu je prúdenie cez horskú prekážku. Odborne by sme takéto prúdenie mohli nazvať dynamickou konvekciou. Principiálne ide o obtekanie horskej prekážky prúdom vzduchu, pričom na náveternej strane kopca je vzduch mechanicky nútený konať výstupný pohyb, pričom vzniká stúpavý prúd a na záveternej strane vzduch opäť klesá a vytvára tak klesavý prúd. Toto prúdenie vzniká spravidla vždy keď fúka vietor v oblasti s horskou prekážkou a nie je závislé od zvrstvenia vzduchu. Rovnako vznikne pri stabilnom, ako aj instabilnom zvrstvení.

Pri stabilnom zvrstvení je pre plachtárov svahové prúdenie využiteľné len do určitej miery. Stúpavý prúd sa totiž tiahne pozdĺž náveterného horského svahu a jeho veľkosť je obmedzená hranicami tohto svahu. *Silu prúdu ovplyvňuje smer a rýchlosť vetra a sklon svahu.* Čím je väčšia rýchlosť vetra, tým je prúd silnejší a vystupuje do

väčšej výšky ponad svah. Čo sa týka smeru vetra, čím je kolmejší na pozdĺžnu os hrebeňa danej prekážky, tým je prúd silnejší a čím je sklon svahu strmší, tým je rovnako prúd silnejší. Sila prúdu sa takisto mení s výškou nad prekážkou, čím sme bližšie k svahu, tým je stúpanie silnejšie.

Princíp využitia svahového prúdu je najjednoduchší, pretože stačí letieť pozdĺž náveterného svahu a držíme sa neustále v stúpacom prúde. Pri stabilnom zvrstvení je takýto let pokojný a príjemný. Obtekaním prekážky sa vzduch stláča a prúdenie sa zrýchľuje. Najrýchlejšie prúdenie je nad hrebeňom prekážky. Trením zrýchleného prúdenia o povrch vzniká silná turbulencia. Pri súťažnom lete sa plachtár snaží využiť čo najsilnejšie prúdenie, takže sa doslova „nalepí“ na svah, kde mu silný stúpacý prúd dodá najväčšiu energiu. Takýto let je však nielen nepríjemný, ale aj nebezpečný. Ďalšou skutočnosťou je fakt, že v turbulentnom prúdení sa neustále v krátkych intervaloch mení smer obtekania vetroňa, čo zvyšuje aerodynamický odpor ako aj ovládateľnosť. Je teda otázne v akej vzdialenosti od svahu je s vetroňom ideálne letieť. Zostáva to zrejme na osobitnom rozhodnutí a odhade každého plachtára. Za prekážkou nastáva pri svahovom prúdení klesavý prúd, ktorý má podobné rozmery a silu ako stúpacý prúd na návetrí. Takému prúdu je plachtár nútený sa vyhnúť, alebo ho čo najrýchlejšie preletieť. Preto sa musí mať pri letoch v horských oblastiach neustále na pozore, mať neustálu predstavu o tom, aký je smer a sila vetra a kam určite neletieť, aby sa nedostal do klesavého



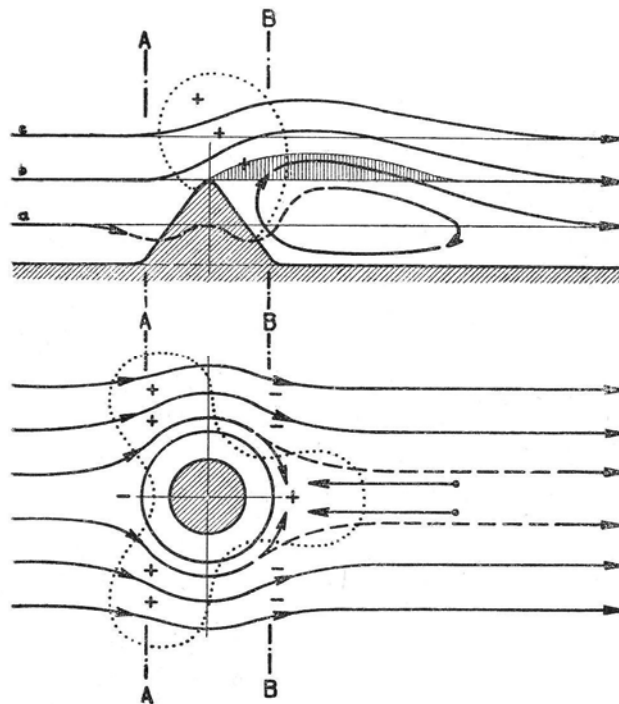
Obrázok 2: Stúpanie vzduchu cez horskú prekážku (Zdroj: www.aerospaceweb.org)

prúdu, ktorý by mohol predčasne ukončiť jeho let. Zvlášť nepríjemný je let kolmo ponad hrebeň horskej prekážky pri silnom vetre, pretože tesne za hrebeňom na zäveternej strane vzniká horizontálny vzdušný vír, nazývaný rotor sprevádzaný silnou turbulenciou. Preto sa prelet ponad prekážku pri silnom vetre odporúča vykonávať vo väčšej výške nad hrebeňom. Plachtár sa samozrejme snaží takej situácii vyhnúť, pretože sa ocitne v klesavom prúde za prekážkou, pričom stráca výšku.

Pri instabilnom zvrstvení platia rovnaké podmienky pre svahové prúdenie ako pri stabilnom. Rozdiel je v tom, že svahové prúdenie je sprevádzané termickou konvekciou, ktorá tento inak stabilný prúd „rozbíja“. Takáto kombinácia stúpacých prúdov má niekoľko výhod. Svahové prúdenie pomáha odpútať prehriatu vzduchovú hmotu od zeme, a tým podporuje vznik termického prúdu, ktorému následne mechanicky dodáva energiu stúpať rýchlejšie. Ďalšou výhodou je, že do určitej výšky

stúpa vzduch pozdĺž celého svahu a nad touto výškou pokračuje stúpanie len v termickom stúpavom prúde. Takže pri intervale bez termického prúdu sa s vetroňom dokážeme držať v určitej výške a nehrozí pristátie do terénu. Keď stúpavý prúd vznikne, okamžite je možné ho využiť a stúpať do väčšej výšky. Nevýhodou tejto kombinácie prúdení je silná turbulencia, ktorá znepríjemňuje stúpanie, či priamočiare, alebo v špirále. Ďalšou nevýhodou, ktorá však nie je pravidlom je vznik termických bublín, ktorý je spôsobený častým „odtrhávaním“ relatívne málo prehriatych vzduchových hmôt. To sa prejaví ako silné termické stúpanie odpútané od svahu pri silnom vetre, ale je len málo využiteľné a možno v ňom získať len pár desiatok, niekedy stoviek metrov výšky. Vo väčšine prípadov je však kombinácia svahového prúdenia a termickej konvekcie dobre využiteľná a obľúbená forma stúpavých prúdov.

Osobitným typom svahového prúdenia je **obtekanie kužeľovitej prekážky**. Tú si môžeme predstaviť ako samostatný kopec s viac, či menej ostrým vrcholom, kužeľovitého tvaru. Dôležitým poznatkom pre plachtárov je, že na náveternej strane pod úrovňou vrcholu sa prejavujú len slabé známky stúpania a ešte nižšie môže nastať z dôvodu divergencie (rozbiehanie prúdnic) po stranách kopca dokonca klesanie. V priestoroch šikmo vpravo aj vľavo od návetria prekážky nastáva konvergencia a môžeme tu nájsť stúpavé prúdy. Oproti tomu v priestoroch šikmo vpravo aj vľavo na záveternej strane prekážky sa nachádzajú klesavé prúdy. Na záveternej strane nastáva znova konvergencia prúdenia, ktorá spôsobuje stúpanie vzduchu. Dalo by sa povedať, že v takomto prípade pri instabilnom zvrstvení a osvetlenej záveternej strane kužeľovitej prekážky môžeme práve v závetří čakať stúpavý prúd.



Obrázok 3: Obtekanie kužeľovitej prekážky, stúpanie označené znamienkom „+“, klesanie znamienkom „-“. (Zdroj: Plachtárska meteorologie – Háza a kol., s 139)

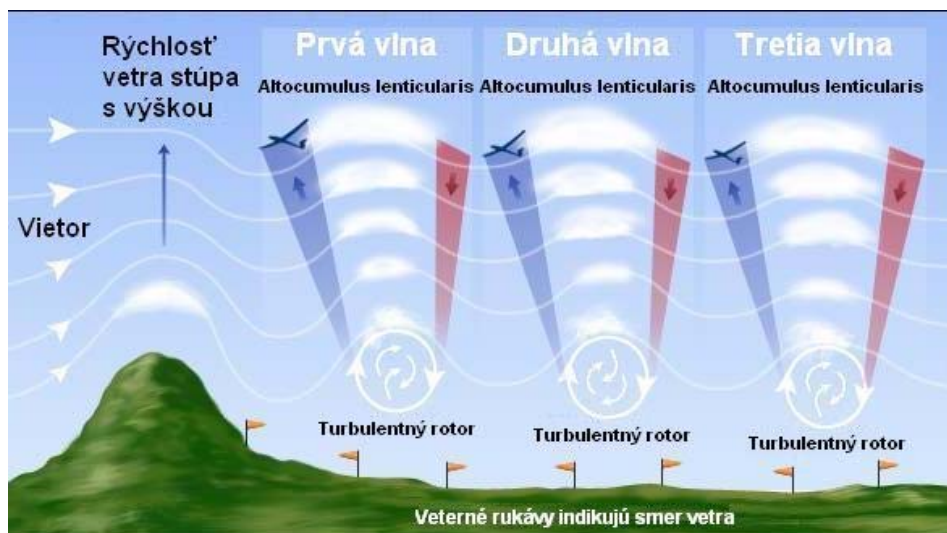
Oba spomenuté spôsoby výstupu vzduchu sú však obmedzené iba na spodné vrstvy troposféry, ktoré môžu siahať v našich podmienkach maximálne do výšky troch kilometrov nad zemský povrch. Ak však chce plachtár stúpať vyššie, musí využiť úplne iný, v dnešnej dobe veľmi obľúbený zdroj stúpavých prúdov, ktorým je vlnové prúdenie.

1.4 Vlnové prúdenie

Hlavnou podmienkou termickej konvekcie je instabilné zvrstvenie. Pri vlnovom prúdení je však hlavnou podmienkou *stabilná vzduchová hmota*. Vznik vlnového prúdenia je na rozdiel od termickej konvekcie podmienený vzácnou súhrou viacerých meteorologických a orografických podmienok a jeho prejavy sa podobne ako pri svahovom prúdení obmedzujú na priestor úmerný rozmerom prekážok. Inak povedané, vlnové prúdenie vzniká len na určitých miestach za veľmi špecifických podmienok.

Ako už bolo naznačené, vlnové prúdenie vzniká pri obtekaní horskej prekážky prúdom vzduchu. Významnou vlastnosťou tohto prúdu je *výška prúdiacej vrstvy*. Je to rozmer, ktorý môžeme prirovnať k výške hladiny vodného toku nad nerovným dnom. Ak vychádza z najnižšej hladiny vlnovej deformácie tohto prúdu, tak hornou dosiahnuteľnou hranicou jej šírenia bude horný okraj prúdiacej vrstvy. Ak sa má šíriť intenzívna vlna od zemského povrchu až do vysokých hladín troposféry, musí pretekať v celom tomto priestore vzdušný prúd rovnakého smeru, ktorý je približne kolmý na smer hrebeňa prekážky. Každá vlnová deformácia prúdu vychádzajúca od zemského povrchu sa tlmí s výškou. Rovnako rýchlosť prúdenia v rozsahu prúdiacej vrstvy je dôležitým činiteľom vzniku a šírenia vlny. Malé vlny sa môžu tvoriť už pri relatívne malých rýchlostiach vetra, ale väčšie vlny vyžadujú väčšiu rýchlosť prúdenia. *Pribúdajúca rýchlosť vetra s výškou podporuje šírenie vln, zatiaľ čo slabnutie vetra vertikálne šírenie vln zoslabuje.*

Ďalšie zosilnenie vetra v prúdiacej vrstve podporuje v blízkosti hrebeňa prekážky periodické uvoľňovanie výrových dvojíc, ktoré sa postupne odplavujú do záveterného priestoru. Usporiadáním mohutných horizontálnych vírov vzniká za hrebeňom stabilný turbulentný systém – aktívna turbulentná vrstva, ktorá vnucuje prúdniciam v záveternom priestore výraznú a viackrát opakovanú vlnovú deformáciu. Najväčšia amplitúda sa vyskytuje v priestore prvej vlny za hrebeňom. Vzdialenosť vrcholu prvej vlny za hrebeňom zodpovedá dĺžke vlny, ktorá závisí predovšetkým od prevýšenia prekážky.



Obrázok 4: Schéma vlnového prúdenia (Zdroj: www.aerospaceweb.org)

Oblačnosť prízemnej vrstvy tvorí často *fén*, ktorý zakrýva vrchol hrebeňa a rozpadá sa nad záveterným svahom. V priestore víru sa často tvoria zreteľne rotujúce oblačné valce – *rotory*. Priestor rotorového prúdenia sa vyznačuje silnou nárazovitosťou vetra. Priamo nad rotormi jednotlivých vln sa tvorí niekoľko vrstiev vlnových oblakov *Altocumulus lenticularis* (*Ac len*). V záveternom priestore za prekážkou sa vyskytujú striedavo pásma silného klesania a stúpania. Intenzita vertikálnej zložky sa znižuje so vzdialenosťou za hrebeňom. *Výška aktívnej turbulentnej vrstvy za hrebeňom je približne štvornásobok relatívneho prevýšenia prekážky*. Nad turbulentnou vrstvou je charakter vzdušného prúdu pokojný. V bezoblačnom priestore medzi jednotlivými vírmi turbulentnej vrstvy sa prejavuje periodicky prechod nových vírov slabou až miernou nárazovitosťou vetra.



Obrázok 5: Oblačnosť *altocumulus lenticularis* v závetrí Vysokých Tatier (Zdroj: www.shmu.sk)

Rotorové a vlnové oblaky nemajú pevnú polohu, pretože vrchol každej vlny sa periodicky presúva v obmedzenom rozsahu. Za hrebeňom vysokým niekoľko stoviek metrov je perióda kolísania oblakov priemerne 5 minút a zodpovedá perióde uvoľňovania nových vírových dvojíc. Za 5 minút sa presúva predný okraj rotorového a vlnového oblaku zvolna v smere vetra o pomerne malú vzdialenosť. Potom však nasleduje zdanlivý a rýchly presun oblaku do pôvodnej polohy – proti vetru. Celý dej sa neustále opakuje, kým prevláda potrebný smer a rýchlosť vetra. Zrýchľuje sa pri zosilňovaní vetra a spomaľuje pri slabnutí rýchlosti vetra. Zdanlivý posun rotorového oblaku nastáva rýchlym rastom nového rotora na náveternej strane pôvodného rozpadajúceho sa rotora. S miernym oneskorením sa rovnakým spôsobom zdanlivo posúva proti vetru aj vlnový oblak. Plachtár, ktorý sa snaží stúpať v rotorovom prúde s úmyslom dostať sa do vyšších hladín, kde je prúdenie už laminárne musí tento zdanlivý pohyb rotorových mrakov brať do úvahy. Preto si vždy na stúpanie vyberie mladý rotorový oblak, ktorý sa nachádza bližšie k horskej prekážke a sľubuje dostatočný prírastok výšky, kým zanikne a na jeho mieste bude silný klesavý prúd.

Okrem turbulencie a periodického pulzovania je vlna za hrebeňom charakteristická štíhlym tvarom vlnových oblakov. Spravidla sa úzke oblačné pásy opakujú aj za menším hrebeňom aspoň vo dvoch nasledujúcich vlnách. Za vyššími hrebeňmi je pri rovnom záveternom teréne vlnová deformácia zreteľná niekoľko desiatok až stoviek kilometrov za závetrím hrebeňa.

Typický oblak Ac len nevzniká iba pri vlnovom prúde na záveternej strane prekážky. Často je možné ho pozorovať takmer nad hrebeňom. Vzniká pri **horskej vlně nad hrebeňom**. Takýto vlnový oblak je tvarom zreteľne menej štíhly ako predošlý typ a náveterným okrajom zasahuje takmer nad horský hrebeň. Ďalej v závetrí sa neopakuje a nie je možné jednoznačne určiť dĺžku vlny. Vlna nad hrebeňom sa tvorí vlnovou deformáciou inverznej hladiny, ktorá sa vyskytuje pomerne nízko nad hrebeňom. Takáto vlna nevyžaduje prekážke úmernú rýchlosť vetra v mohutnej vrstve vzduchu, ani stabilné teplotné zvrstvenie. Preto jej výskyt nie je v oblasti vysokých hôr zriedkavý ani v lete. Príčinou vlny nad hrebeňom môže byť aj plynulé uvoľňovanie termických prúdov na osvetlenom svahu hrebeňa pri instabilnom zvrstvení pod hladinou inverzie. Intenzita stúpania pri tomto type vlny je menšia v porovnaní so záveternou vlnou.

Pretože nutnosť stabilného zvrstvenia býva splnená prevažne v zimnom období, výrazná vlna sa prejavuje prevažne v zime. Pri výraznom vlnovom prúde je horná hranica šírenia vln niekoľko kilometrov nad zemským povrchom a môže zasahovať až do stratosféry. V našich podmienkach je najvýraznejšia vlna v oblasti Vysokých Tatier, kde môže siahať do výšky desiatich kilometrov.

Medzi plachtármi je vlna obzvlášť obľúbená, najmä preto, lebo vytvára možnosť dlhých letov v zime, keď termika neexistuje a umožňuje splniť výškové rekordy. Vlnové prúdenie je podobne ako svahové priestorovo obmedzené rozľahlosťou

horského masívu. Na Novom Zélande alebo v Južnej Amerike, kde je horský masív dlhý niekoľko stoviek až tisícov kilometrov, v prípade, že sa horská vlna tiahne pozdĺž celého pohoria, umožňuje plachtárom prekonať extrémne vzdialenosti v silných stúpavých prúdoch. V takýchto výrazných horských oblastiach je aj výskyt vlny častejši. Európskym ekvivalentom horskej oblasti s častým výskytom vlny sú Alpy.

Ďalším typom vlnového prúdenia je **zložená vlna**. V nižších hladinách sa často vyskytujú podmienky vhodné pre vlnu za prekážkou, súčasne však blízko hornej hranice turbulentnej vrstvy pôsobí výrazná inverzia, ktorá obmedzuje hornú hranicu prízemnej prúdiacej vrstvy. V takom prípade štruktúra turbulentnej vrstvy zodpovedá vlne za prekážkou, ale v inverznej hladine sa tvorí vlna nad prekážkou. Ďalšie vlny turbulentnej vrstvy bývajú slabšie ako v prípade čistej vlny za prekážkou. Rovnako rýchlo slabne vertikálna zložka prúdenia s výškou. V inverznej hladine sa pomerne silné stúpanie nachádza len na náveternej strane vlnového oblaku, ktorý takmer vždy tvorí smerom k záveternej strane prekážky súvislú vrstvu.

Prekážkou, ktorá podmieňuje vznik vlnového prúdenia nemusí byť spravidla terénna nerovnosť. Ak existujú v prízemnej vrstve podmienky vhodné pre tvorbu rady kumulov a vo vyšších hladinách nad vrstvou inverzie prevláda prúdenie odlišného smeru, spôsobí táto rada kumulov vlnovú deformáciu inverznej vrstvy a vrstvy nad ňou. Takýmto spôsobom vzniká **vlna nad radou kumulov**. Táto rada vzniká termickou konvekciou a jej smer zodpovedá smeru vetra v konvektívnej vrstve vzduchu. Vrcholy kumulov dosahujú výšku inverznej hladiny, kde nastáva strih vetra a vo vyššej hladine je jeho smer odlišný od smeru v konvektívnej vrstve. Vlnové prúdenie trvá, kým sa nerozpadne rada kumulov. Tá sa však môže opäť periodicky obnoviť a s ňou sa pri nezmenených podmienkach obnoví aj vlnové prúdenie. Takýto typ prúdenia sa môže vyskytnúť aj v prípade, keď nevznikne jeden z oblačných systémov. To znamená, že vlna môže vzniknúť aj nad radou konvektívnych prúdov a naopak, musia sa nad radou kumulov vytvoriť vlnové oblaky tvaru lenticularis a vlnové prúdenie predsa nastane. Taktiež nemusí vzniknúť ani jeden oblačný systém a vlnová deformácia nad inverznou vrstvou vznikne. Nevýhodou je, že plachtár sa do takého prúdenia dostane viac - menej náhodou. Vlna nad radou kumulov je medzi plachtármi veľmi obľúbená, pretože väčšina bezmotorových letov sa vykonáva pod úrovňou základne oblačnosti a prostredníctvom stúpania v takejto vlne je možné túto hladinu ďaleko prekonať. Navyše, na rozdiel od vlny za prekážkou je jednoduchšie vletieť do laminárneho prúdenia a je možné kedykoľvek znovu nadviazať na termický let a naopak – z termického letu nadviazať do vlnového letu.

1.5 Druhy oblačnosti a ich význam pre plachtenie

O stave a vývoji počasia nám mnoho napovedajú oblaky. Preto by mal každý pilot vedieť „čítať“ počasie z oblakov. Pri plachtárskom lete našu taktiku volíme takmer vždy podľa polohy a vzhľadu kopovitej oblačnosti.

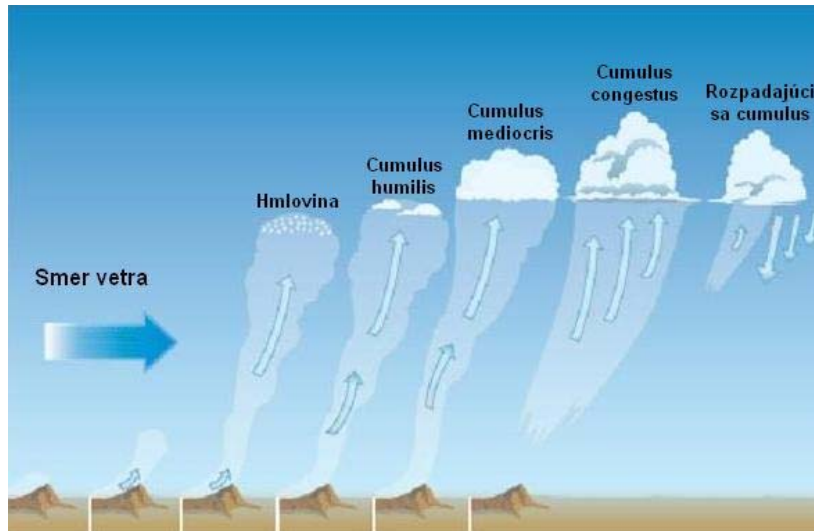
Oblaky delíme podľa niekoľkých kritérií. Podľa výšky nad zemským povrchom rozoznávame vysokú, strednú a nízku oblačnosť. K **vysokej oblačnosti** patria oblaky druhu *Cirrus*, *Cirrocumulus* a *Cirrostratus* (obrázky v prílohe A). Vyskytujú sa vo výškach 8 – 12km a sú zložené z ľadových kryštálikov. Často nám predpovedajú príchod atmosférického frontu alebo sú sprievodným oblakom búrkových oblakov druhu *Cumulonimbus*. Pribúdajúca vysoká oblačnosť znamená pre bezmotorový let útlm konvekcie, keďže filtruje slnečné žiarenie, odráža ho a rozptyľuje, následkom čoho dopadá na zemský povrch menej tepelnej energie.

K **strednej oblačnosti** radíme oblaky druhu *Altostratus* (*As*), *Altostratus* (obrázok v prílohe A) a *Nimbostratus*. Hlavne *Altostratus* má veľký význam pre plachtenie. Najvýznamnejším tvarom je *Altostratus lenticularis*, ktorý nám zviditeľňuje vlnové prúdenie, prípadne vzniká na strihu vetra na rozhraní dvoch vzduchových hmôt. *Lenticularis* pozná každý plachtár podľa šošovkovitého tvaru a okamžite si ho spája s vlnovým prúdením v stredných vrstvách troposféry. *Altostratus* sa vyskytuje aj v iných formách, napr. vo forme pomaly sa pohybujúcich vločiek, ktorú nazývame *floccus* (obrázok v prílohe A), nám signalizuje výraznú instabilitu, ktorá by v popoludňajších hodinách mohla viesť k vzniku búrok. Vrstevnatá oblačnosť druhu *Altostratus* sa vyskytuje prevažne na frontálnom rozhraní teplého frontu. Oblačnosť druhu *Nimbostratus* sa viaže výlučne s frontálnym systémom a vyznačuje sa veľmi zlým počasím s trvalými zrážkami.

Plachtárov však bude najviac zaujímať **nízka oblačnosť**, keďže väčšina plachtárskych letov sa uskutočňuje v nízkych vrstvách troposféry. Sem patria oblaky druhu *Stratocumulus*, *Stratus*, *Cumulus* (*Cu*) a *Cumulonimbus* (*Cb*, obrázok v prílohe A). *Stratocumulus* je vrstevnatý oblak so známkami vertikálneho vývoja. Najčastejšie vzniká transformáciou z kopovitých oblakov, alebo mechanickým výstupom vzduchu cez horskú prekážku. Oblačnosť druhu *Stratus* je výlučne prízemná a poznáme ju najčastejšie pod názvom hmla. V takejto forme je typický pre anticyklonálnu situáciu, kedy v noci pri jasnej oblohe v prízemnej vrstve inverzie vznikne hmla, avšak ráno sa so zahrievaním zemského povrchu rozpúšťa. Pre plachtárov to počas dňa znamená vysokú možnosť dobrého plachtárskeho počasia. Kopovité oblaky *Cu* a *Cb* vznikajú vertikálnymi pohybmi vzduchu smerom nahor - konvekciou a zanikajú pohybmi vzduchu nadol. Preto majú pre plachtárov obzvlášť veľký význam.

1.6 Kopovitá oblačnosť a jej súvislosť s termickou konvekciou

Kopovitá oblačnosť druhu Cumulus môže počas svojho života prechádzať piatimi vývojovými štádiami. Prvotným štádiom, ktoré je pozorovateľné ešte pred vznikom oblaku, je jemne naznačená oblačná hmlovina, ktorá sa postupným zahusťovaním premieňa na oblak.



Obrázok 6: Jednotlivé fázy vývoja kopovitej oblačnosti (Zdroj: gliderpilot.editme.com)



Obrázok 7: Oblačnosť cumulus humilis. (Zdroj: súkromná zbierka autora)

1.6.1 Cumulus humilis

Ploché Cu – *Cumulus humilis* (obrázok 8) sú prvým vývojovým štádiom oblaku. Vyznačujú sa malým vertikálnym rozmerom. Pokiaľ sa táto oblačnosť ďalej nevyvíja do výšky, je znakom pekného letného počasia. Dôvodom malého vertikálneho rozmeru

tohto oblaku je nízka relatívna vlhkosť vzduchu v hornej hranici konvektívnej vrstvy. Základne takýchto oblakov sú obvykle blízko tejto hranice, čo je z hľadiska plachtenia veľmi výhodné. V takomto prípade môže byť stúpavý prúd pod plochými Cu relatívne silný, no v blízkosti základne zvoľna slabne. Počas letu je teda výhodnejšie využívať stúpanie v strednej časti konvektívnej vrstvy. Ploché Cu sú znakom toho, že nastupuje centrálna časť anticyklóny a následne aj jej zadnej časti. Okrem nízkej relatívnej vlhkosti môžu tiež znamenať postupné slabnutie termických prúdov v závere dňa.



Obrázok 8: Oblačnosť *cumulus mediocris*. (Zdroj: súkromná zbierka autora)

1.6.2 Cumulus mediocris

Druhým štádiom vývoja kopovitých oblakov je *Cumulus mediocris* (*Cu med*, obrázok 9). Vyznačuje sa mohutnejším vertikálnym vývojom, takže aj stúpavé prúdy, ktoré takéto oblaky tvoria sú silnejšie. Tieto Cu sú typické pre počasie po prechode studeného frontu, kedy je vzduch ešte dostatočne vlhký a nestabilný. Pri takejto vlhkosti sa často stáva, že v hornej hranici oblačnej vrstvy Cu sa tvorí oblačnosť stratocumulus (*Sc*), ktorá zatienuje zemský povrch a tým zabraňuje prenikaniu slnečných lúčov, čo má za následok útlm termickej konvekcie. Je to spôsobené inverznou vrstvou v hornej hranici kopovitej oblačnosti, kde sa táto oblačnosť doslova rozlieva a pretvára sa tak na oblačnosť *Sc*. Je to jav, ktorému sa pri plachtení nemožno vyhnúť a zostáva len čakať na rozpad oblačnosti, a teda obnovenie konvekcie.

Pri plachtení sa oplatí dobre si všímať tvar Cu. Ak majú ostré okraje a tmavú základňu, ide o aktívne oblaky pod ktorými je možné očakávať stúpavý prúd. Podobne ako stúpavý prúd, aj k nemu prislúchajúci oblak má obmedzenú životnosť. Rozpadové štádium Cu spoznáme podľa rozmazaných a neostrých okrajov a šedastej farby. Toto štádium je sprevádzané klesavými prúdmi. Občas sa stáva, že z oblasti silného vývoja kopovitej oblačnosti s početnými stúpavými prúdmi sa stane oblasť výrazného rozpadu,

ktorý utlmí Cu v celej tejto oblasti a zároveň vytvorí veľkú oblasť klesavých prúdov. Takáto situácia nastáva hlavne pri pomerne veľkej vlhkosti vzduchu, keď vzniká veľké množstvo kopovitých Cu, ktoré sa „pozlievajú“ do jedného celku a zatienia zemský povrch. Takáto oblasť zostáva termicky aktívna už len pár minút a následne začne interval rozpadu, ktorý je často sprevádzaný miestnymi prehánkami a pre plachtárov môže znamenať predčasné ukončenie letu.



Obrázok 9: Oblak cumulus congestus (Zdroj: www.weatherscapes.com)

1.6.3 Cumulus congestus

Pri výraznej instabilite ovzdušia rastú oblaky Cu medďalej do výšky. V tomto štádiu vzniká *Cumulus congestus* (*Cu con*, obrázok 10) alebo tiež vežovitý cumulus, ktorého vrchol často dosahuje výšku 5 až 6 tisíc metrov. Oblak sa vyznačuje silnými stúpavými prúdmi, ktoré sú ľahko využiteľné, avšak hrozí nebezpečenstvo nasatia lietadla do oblaku. Ďalším nebezpečenstvom sú vypadávajúce zrážky, ktoré môžu byť vo forme ľadových jadier.

Cu con predznamenáva vznik búrkového oblaku *Cumulonimbus*. Lietať v blízkosti búrkového oblaku predstavuje obrovské riziko, preto sa odporúča ho oblietavať. Avšak aj tento typ kopovitého oblaku má niekoľko vývojových štádií. Prvým štádiom je *calvus*. V tomto štádiu pôsobí ako obrovský Cu a nepozorujeme rozdiel oproti Cu con. Pre plachtárov je čiastočne využiteľný, ale platí rovnaké riziko ako pri Cu con. V ďalšom vývoji sa vrchol oblaku začne rozlievať do tvaru nákovy nazývaného *incus* a jasne spoznáваме búrkový oblak v plnom vývoji. V nasledujúcich minútach pozorujeme vypadávanie zrážok vo forme prehánok, ale aj krúp. Ďalším nebezpečným sprievodným javom sú elektrické výboje – blesky. Bezmotorové lety v takýchto podmienkach sú mimoriadne riskantné, preto je lepšie sa búrkovým oblakom z bezpečnej vzdialenosti vyhnúť. Z toho dôvodu sa týmto druhom oblaku nebudeme bližšie zaoberať.

1.6.4 Charakteristika oblakov Cu z hľadiska plachtárskych letov

Z tvarov Cu sa dá vyčítať veľa informácií. Tento oblak je zviditeľnenou formou stúpavého prúdu a poskytuje jasný obraz o štruktúre daného prúdu. Aby však takýto oblak vznikol, musí byť splnených niekoľko podmienok:

- *instabilné zvrstvenie ovzdušia,*
- *výskyt vodnej pary* v ovzduší, bez ktorej by nedošlo ku kondenzácii,
- *slnečné žiarenie,* ktoré zohrieva zemský povrch a od neho sa zohrieva priliehajúca vrstva vzduchu. Táto teplota musí dosiahnuť hodnotu teploty voľnej konvekcie, kedy má prehriaty vzduch dostatok energie, aby sa odpútal od zeme, a stúpaním dosiahol úroveň konvektívnej kondenzačnej hladiny.

Miera instability ovzdušia sa prejavuje na vertikálnej mohutnosti oblakov. Čím je instabilita väčšia, tým sú Cu vertikálne mohutnejšie. Na tento rozmer má však vplyv aj výšková inverzia, ktorá vo svojej hladine stabilizuje vzduch a tým bráni ďalšiemu vertikálnemu vývoju. Silnejšie stúpavé prúdy však dokážu tenšiu vrstvu stability prekonať – napríklad oblak Cu con alebo Cb. Neplatí však, že všetky Cu, ktoré sa nachádzajú v určitej oblasti majú rovnakú vertikálnu mohutnosť. Na tú samozrejme vplyva terén, od ktorého sa odtrháva stúpavý prúd. Čím sa vzduch nad terénom zohreje na vyššiu teplotu, tým silnejší prúd vznikne a vytvorí vertikálne mohutnejší oblak. Rovnako základňa takéhoto Cu bude vyššie ako základne oblakov, ktoré vznikli z menej prehriateho prúdu. Na výšku základne Cu však predovšetkým vplyva vlhkosť vzduchu. Počas slnečného dňa klesá relatívna vlhkosť vzduchu, čo spôsobuje, že sa konvektívna kondenzačná hladina, ktorú vnímame ako základňu Cu dvíha do vyšších hladín.

Najsilnejší stúpavý prúd sa nachádza pod Cu s ostrými hranami a tmavou základňou. Niekedy môžeme z boku oblaku spozorovať prehnutie základne smerom do vnútra oblaku. Dôvod takého prehnutia je jednoduchý. Stúpavý prúd má z dôvodu výmeny tepla s okolitým vzduchom najväčšiu teplotu, a teda aj rýchlosť, v centrálnej časti. Po okrajoch je teplota a rýchlosť stúpania menšia. Z tohto dôvodu okraje prúdu dosiahnu teplotu nasýtenia (teplotu rosného bodu) skôr ako jeho centrálna časť. Preto okraje prúdu aj skondenzujú skôr. Takáto prehnutá základňa je znakom silného stúpavého prúdu. Ďalšími znakmi silného prúdu sú oblačné chuchvalce špirálovitého tvaru, ktoré sa tvoria pri okrajoch oblaku a oblačná čapica na vrchole oblaku nazývaná pileus. Tá sa najčastejšie nachádza na vrcholoch vežovitých Cu a Cb.

Pri mohutnejších Cu často pozorujeme nárast rýchlosti stúpania v blízkosti základne. V takomto prípade vo vnútri oblaku stúpanie zrýchľuje, pretože dostane dávku energie pri uvoľnení latentného tepla kondenzácie. V oblaku sa vtedy môže vytvoriť určitý druh cirkulácie, ktorá zasahuje v obmedzenej miere pod úroveň základne a jej vertikálna zložka sa zosilňuje smerom k centrálnej časti oblaku. Táto cirkulácia sa však prejavuje len pri značne vyvinutých Cu. Pre plachtárov má nesmierny význam pri

lete pod radou Cu tesne pod základňou. Rady Cu vznikajú pri výraznejšom prúdení vetra. Nad zdrojovým terénom sa periodicky vytvára stúpavý prúd, ktorý je unášaný vetrom. Rady Cu sú preto usporiadané v smere vetra. V prípade, že trať letu vedie v smere takejto rady, je možné ju využiť „delfínovitým“ letom, čo výrazne zvýši traťovú rýchlosť.

Z Cu však okrem informácií o vertikálnych prúdoch môžeme získať aj prehľad o horizontálnom prúdení. Cu spolu so stúpavými prúdmi sú čiastočne unášané a čiastočne tvoria prekážku horizontálne prúdiacemu vzduchu. Smer a rýchlosť vetra môžeme zo vzduchu odpozorovať z pohybu tieňov oblakov, prípadne z iných zdrojov, ako je dym z komína. Samozrejme je to len otázka odhadu, presnejší údaj je potrebné zistiť z predpovede. Výškový profil rýchlosti vetra odpozorujeme zo zakrivenia tvaru oblaku. Toto však uvidíme len z patričnej vzdialenosti od oblaku. Ak sa rýchlosť vetra s výškou zvyšuje, oblak je skosený v smere vetra a naopak, pri znižovaní rýchlosti vetra s výškou je oblak skosený proti smeru vetra.

Teoretické znalosti o tvorbe stúpavých prúdov a príslušnej oblačnosti sú základom pre znalosť techniky hľadania a využívania týchto prúdov, ktorá je neodmysliteľnou súčasťou teórie potrebnej k absolvovaniu úspešného plachtárskeho letu a ktorou sa v nasledujúcej kapitole budeme zaoberať.

1.6.5 Spôsob hľadania stúpavých prúdov a technika ich využívania pre plachtársky let

Prevažná väčšina plachtárskych letov sa vykonáva v termických prúdoch. Počas letu pilot neustále hľadá stúpavé prúdy, pomocou ktorých získava výšku potrebnú na prekonanie určitej horizontálnej vzdialenosti, alebo minimálne na predĺženie doby letu. Majstrovstvo plachtára teda spočíva v tom, ako rýchlo dokáže tieto prúdy nájsť a s akou efektivitou ich dokáže využiť. Pri hľadaní termických prúdov pozorujeme tri faktory, a to **oblačnosť**, **terén** a **vietor**. Vieme, že kopovitá oblačnosť je produktom kondenzácie týchto prúdov, preto sa stúpavé prúdy nachádzajú pod Cu a v nich. Pokiaľ kopovitá oblačnosť nevznikne, sledujeme hlavne terén a hľadáme ohniská vzniku termiky.

Najskôr si preberieme ideálny prípad, kedy si odmyslíme horizontálne prúdenie - vietor. Vtedy sa stúpavý prúd odpúta v mieste ohniska a stúpa kolmo hore, kde vytvorí oblak Cu. Stúpavý prúd hľadáme pod najtmavšou časťou základne Cu, prípadne na jeho slnečnej strane.

Ak však letíme v čistej termike, tzn. bezoblačnej, kedy Cu nevznikne, polohu prúdu určujeme podľa vizuálneho obrazu terénu v našom okolí. Stúpavý prúd sa odpúta na mieste, kde je vzduchová hmota prehriata v porovnaní so susednou hmotou. Hľadáme teda teplotný kontrast na povrchu. *Ohnisko vzniku termiky budeme hľadať nad tmavými plochami, ktoré sú obklopené svetlými, na rozhraní tmavej a svetlej plochy,*

nad kameňolomom, plechovými strechami, asfaltovými alebo piesčitými plochami. Osobitým druhom ohniska je les. Pôda v lese je zakrytá korunami stromov, takže k nej preniká relatívne málo slnečného žiarenia. Koruny stromov však žiarenie zachytávajú a medzi nimi a pôdou sa kumuluje zahriaty vzduch, z ktorého sa vytvára stúpavý prúd. Ďalším zaujímavým prípadom je voda. Voda je počas dňa chladnejšia ako pôda, ktorá ju obklopuje. To však napomáha vzniku teplotného kontrastu, takže prúd vzniká na hrane vody a pôdy. Niekedy sa môže zdať, že prúd sa odpútal sponad jazera. To je samozrejme len zdanlivé. Vzduch nad jazerom sa presúva na pevninu pod stúpajúci teplejší vzduch a na jeho miesto klesá vzduch zhora, takže sa nad jazerom vytvorí klesavý prúd. Tento dej nastáva pri každom termickom prúde, preto sa spolu so stúpavými prúdmi vždy stretávame aj s klesavými a tam, kde sú klesavé prúdy musia teda zákonite byť aj stúpavé.

Reliéf terénu je rovnako dôležitý ako jeho farba, či zloženie. Čím je uhol dopadu slnečných lúčov na povrch kolmejší, tým viac tepelnej energie povrch pohlcuje. Preto sa slnečná strana svahu terénnej nerovnosti zohreje viac, ako odvrátená strana. Aj v prípade, že sú osvetlené oba svahy prekážky, vždy na jednu dopadajú lúče kolmejšie a tým opäť vzniká teplotný kontrast, ktorý vedie k vzniku stúpavého prúdu. *Na terénnych nerovnostiach vznikajú stúpavé prúdy v daný deň skôr ako v rovnom teréne.* Pri vychádzajúcom Slnku sú najviac osvetlené kolmé svahy a čím je Slnko vyššie nad obzorom, postupne osvetľuje plochejšie svahy. V strede dňa, kedy sú stúpavé prúdy najvyvinutejšie, sú osvetlené južné až juhozápadné svahy kopcov. Oproti tomu severné svahy sú osvetlené menej, ak vôbec a menej sa prehrievajú. Z toho vyplýva, že stúpavý prúd by mal vzniknúť v oblasti hrebeňa daného kopca, prípadne v doline medzi dvoma kopcami. Na druhej strane aj miesto, kde kopec plynule prechádza do roviny je vhodné ohnisko. O to viac, ak je toto miesto prehnuté dovnútra (ku kopcu) a pôsobí naň prúdenie vetra tak, že sa prúdnice zbiehajú v mieste najväčšieho prehnutia. Napokon prechod kopca do rovního terénu je často lemovaný okrajom lesa, čo vytvára kontrast vhodný pre vznik prúdu.

Na polohu stúpavého prúdu nás môžu upozorniť aj určité vonkajšie podnety. Sú nimi napríklad vtáky, ktoré rovnako ako plachtári využívajú tieto prúdy aby prekonávali vzdialenosti, prípadne z výšky striehli na korisť. Takisto pozorovanie ostatných vetroňov nám pomôže odhaliť stúpavý prúd. Výborným ukazovateľom prítomnosti stúpavého prúdu je *dym z komínov* (obrázok 11). Ak sa dym tiahne po vetre pri zemi v rovnom prúde, znamená to, že vzduch v jeho okolí je stabilný. Ak sa však začne vertikálne vlniť a stráca svoju kompaktnosť, vieme, že je narušený instabilitou ovzdušia. V tomto prípade v jeho blízkosti môžeme očakávať stúpavý prúd. Ten spoznáme podľa toho, že dym z komína začne stúpať nahor pričom nie je kompaktný, ale značne rozptýlený. Takýto komín samozrejme môže byť sám o sebe zdrojom stúpavého prúdu. Vtedy stúpa dym kolmo hore, pokiaľ naň nepôsobí vietor.



Obrázok 10: Dymová vlečka ako viditeľný stúpavý prúd (Zdroj: gliderpilot.editme.com)

Vo vzduchu sa často môžeme stretnúť s prachovými oblakmi, kusmi papiera, slamy a so suchými listami. Tieto nám signalizujú výskyt prúdu. Niekedy sa takýto prúd zviditeľní vo forme *prachového víru* (dust devil). Prúdenie vetra pri zemi rozvíri prach, lístie, slamu a podobné malé objekty, ktoré sú následne týmto stúpavým prúdom unesené. V malých výškach nie je rozumné do takého prúdu vletieť, pretože sa vyznačuje silnou turbulenciou, ale vo väčšej výške, rádovo 400 – 600 metrov nad povrchom začína byť pokojnejší a dobre využiteľný.

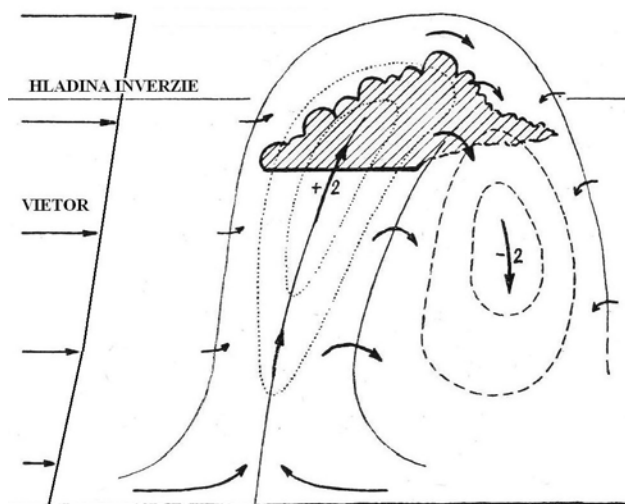
Ideálny prípad, kedy sa nevyskytuje horizontálne prúdenie vo forme vetra je mimoriadne zriedkavý. Preto je pri väčšine plachtárskych letov nutné vykonávať pri hľadaní prúdov určité korekcie. Vietor totiž pôsobí na stúpavý

prúd a nakláňa ho od ohniska vzniku do smeru svojho prúdenia. Spôsobuje teda *sklon stúpavého prúdu*. Tento sklon je tým väčší, čím je vietor silnejší. Na sklon pôsobí aj sila prúdu - čím je prúd silnejší, tým je jeho sklon oproti vertikále menší. Pri hľadaní prúdu musí brať plachtár do úvahy to, že prúd objaví mimo ohniska jeho vzniku a nie nad ním. Pri lete v smere vetra sa s prúdom stretne až po prelete miesta jeho vzniku a ešte pred tým než sa ocitne pod oblakom, ktorý je týmto prúdom vytvorený. Pri lete proti smeru vetra preletí pod oblakom a so stúpavým prúdom sa stretne pred vstupom nad ohnisko vzniku. Je to ten jednoduchší prípad, pretože pri priamočiarom lete teoreticky určite narazí na existujúci prúd. Treba však brať do úvahy aj to, že málokedy prúd siaha od zeme až po vrchol oblaku. Preto keď prelietava v malej výške nad povrchom pod mohutným oblakom, nemusí sa dostať do prúdu, pretože sa nachádza pod jeho spodnou hranicou. V tomto prípade je pravdepodobnejšie stretnutie s klesavým prúdom.

Zložitejší prípad nastane, keď plachtár letí po trati s bočným vetrom. Vtedy mu nezostáva nič iné, iba odhadnúť sklon prúdu. Musí si tiež uvedomiť, že čím je vyššie nad zemou, tým bližšie k oblaku objaví prúd a naopak, čím je nižšie, tým je jeho horizontálna vzdialenosť od oblaku väčšia. O ohnisku vzniku prúdu platí presný opak. Hlavnou otázkou zostáva, ako plachtár odhadne sklon prúdu. Ak pred sebou vidí aktívny oblak s ostrými hranami a tmavou základňou, môže predpokladať, že sa pod

ním nachádza silný prúd so silou napríklad 6 m/s v jadre stúpania. V takomto prúde vetroň stúpa približne 4 m/s. Ak do toho započíta údaj o bočnom vetre napríklad 6 m/s, môže odhadnúť sklon prúdu 45° oproti vertikále. Je to samozrejme veľmi orientačný údaj, no vyjadruje princíp, ktorým plachtár odhaduje sklon prúdu. Treba brať tiež do úvahy, že samotný stúpavý prúd pôsobí ako prekážka horizontálnemu prúdeniu, preto bude odhadovaný sklon oproti vertikále podstatne menší. Lepším spôsobom je *zafixovanie oblaku k určitému ohnisku vzniku na povrchu*. Pri takomto silnom prúde by ohnisko vzniku malo byť pre plachtára zreteľné, hlavne keď sa jedná o najvýraznejší kopovitý oblak v blízkom okolí. Plachtár teda hľadá zreteľný kontrastný bod na povrchu, ktorý by mohol byť silným producentom termiky. Táto metóda je ďaleko presnejšia a účinnejšia než predošlá, no ľudský mozog je dosť rýchly na to, aby obe metódy použil súčasne.

Os prúdu v praxi nikdy nebýva priamka, ale krivka. Je to spôsobené vertikálnou zmenou sily a smeru vetra. Vietor sa obyčajne s výškou stáča doprava, preto na zemi pozorujeme jeho rozdielny smer oproti určitej hladine. Presnejší údaj nám pravdepodobne udáva GPS prístroj, ktorý z rovnomerného krúženia kalkuluje smer a silu vetra. Ani tento údaj však nie je presný. Ak nastáva v konvektívnej vrstve strih vetra, mení sa v určitej výške jeho smer a vietor strihá stúpavý prúd. To je jav, ktorý môže plachtár obyčajným pozorovaním oblaku ťažko odhaliť. Je nutné aby ešte pred letom preštudoval predpoveď zmeny smeru vetra s výškou. Aj vtedy sa však takéto „strihnutý“ prúd ťažko hľadá a napriek všetkým odhadom sa prúd nenachádza na

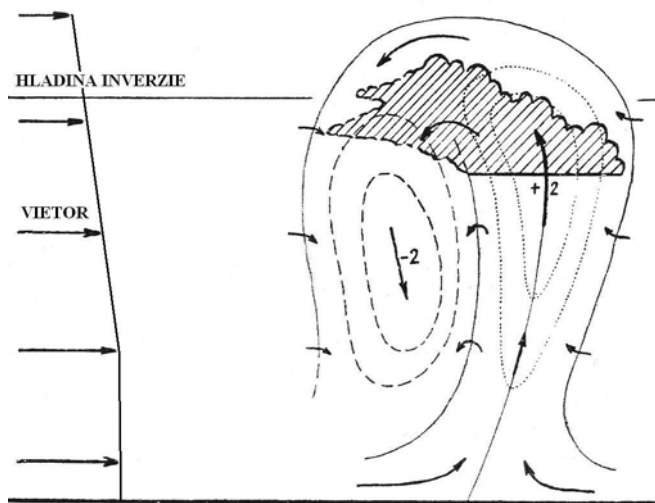


Obrázok 11: Poloha stúpavého prúdu pri zosilňujúcom vetre s výškou. (Zdroj: *Plachtárska meteorologie – Háza a kol., s 127*)

predpokladanom mieste. Iná je situácia pri vertikálnej zmene sily vetra. Už bolo povedané, že túto zmenu je možné odhadnúť na základe skosenia oblaku proti smeru, alebo v smere vetra. V smere vetra je oblak skosený pri zväčšovaní sily vetra s výškou. V tomto prípade sa bude stúpavý prúd nachádzať na náveternej strane oblaku (obrázok 12). V ideálnom prípade je táto strana zároveň exponovaná voči dopadajúcemu slnečnému žiareniu, čiže vietor je južný až juhozápadný. Na zúveternej strane

oblaku vznikne klesavý prúd. Náveterná strana rozvinutého oblaku má ostré okraje, javí teda známky stúpania a zúveterná je typická vatovitou štruktúrou a javí známky rozpadu.

Zosilňovanie vetra s výškou podobne pôsobí na stúpavý prúd pod oblakom. Blízko pri zemi stúpa vzduch vzhľadom na slabší vietor takmer kolmo a jeho vychýlenie od vertikály sa zväčšuje s výškou. V prípade, že vietor s výškou slabne, je



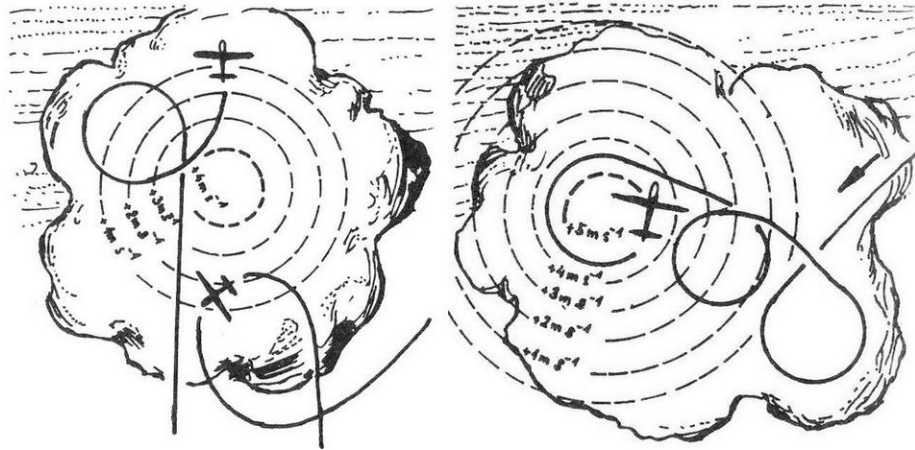
Obrázok 12: Poloha stúpavého prúdu pri zoslabujúcom vetre s výškou. (Zdroj: *Plachtárska meteorologie – Háza a kol., s 127*)

oblak skosený proti smeru vetra. Stúpavý prúd sa bude nachádzať na záveternej strane oblaku s ostrými kontúrami, naopak náveterná strana sa bude vyznačovať neostrými, vatovitými kontúrami a klesavým prúdom (obrázok 13). Prúd bude skosený podobne ako oblak. Pri zemi bude jeho sklon značný, ale s výškou sa bude vzhľadom na silu vetra zmenšovať. V tomto prípade je ideálny severný až severovýchodný vietor, kedy je záveterná strana oblaku zároveň slnečná.

Identifikácia stúpavého prúdu je len polovicou úspechu plachtára. Aby malo jeho snaženie výsledok v podobe získanej výšky, musí viesť daný prúd čo najefektívnejšie využiť. Pokiaľ sa jedná o termický stúpavý prúd, v ktorom plánuje získať viac výšky, musí v danom prúde uviesť vetroň do zatačky. Pri úspešnom stúpaní bude trajektóriou vetroňa v prúde vzostupná špirála.

Už vieme, že stúpavý prúd má najväčšiu rýchlosť v strede (jadre) a k okrajom sa rýchlosť stúpania z dôvodu trenia a výmeny tepla s okolitým vzduchom spomaľuje. Preto je najefektívnejšie držať sa počas stúpania v jadre prúdu. Znie to veľmi jednoducho, no v praxi je umením skúsených plachtárov jadro vycítiť a potrebným manévrom sa doň dostať. V plachtárskej terminológii sa takéto manévry nazývajú „centrovanie prúdu“. Pri stúpaní v jadre by údaje variometra mali byť rovnomerné, no pokiaľ vetroň prelietava cez periférne časti prúdu, údaje variometra sa neustále menia. Práve na základe zmien údajov o vertikálnej rýchlosti je možné orientovať sa v neviditeľnom prúde a lokalizovať najsilnejšie stúpanie. Technika centrovania prúdu spočíva v zmene uhlu naklonenia vetroňa v zatačke. Aby sa pilot dostal do jadra prúdu, musí pri prelietavaní periférnych častí zmierniť klopenie v momente, keď smeruje do najväčšieho stúpania, prípadne ešte o pár stupňov skôr. Keď sa do tohto stúpania dostane, okamžite naklopí vetroň späť do pôvodnej zatačky, pričom túto už vykoná v jadre prúdu. Údaje variometra by mali byť rovnomerné. Popísaný manéver sa medzi plachtármi nazýva „predlžovanie“. Niekedy sa takéto predlžovanie vykonáva aj úplným zrovnaním vetroňa do priamočiareho letu. Pri menej

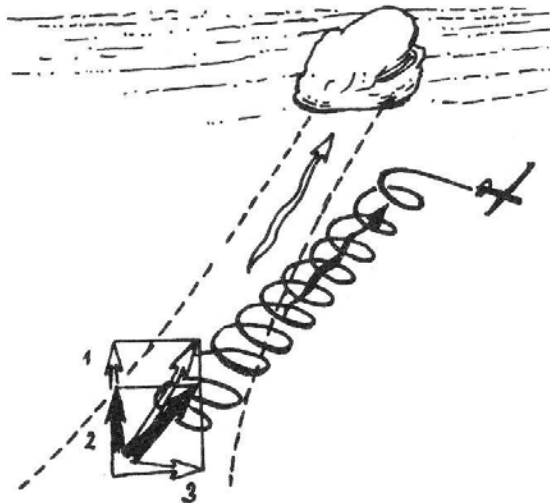
obratných vetroňoch je však takýto manéver nevýhodný, pretože opätovné uvedenie do zatačky trvá dlhší čas a môže mať za následok stratu jadra prúdu. Málokedy sa plachtárovi podarí vycentrovať prúd na prvýkrát, preto tento manéver opakuje, až kým nepocíti'uje rovnomerné stúpanie počas celej zatačky (obrázok 14). Musí tiež počítať s tým, že údaje variometra sú oneskorené a vykonať ďalšie korekcie. Okrem variometra môžu byť ďalšou pomôckou samotné pocity človeka, keďže poryvy v prúde je cítiť na záťaži vlastného organizmu.



Obrázok 13: Technika centrovania stúpavého prúdu, vľavo – nesprávne, vpravo – správne. (Zdroj: *Technika a taktika letov v termike* – V.V.Gončarenko, s 37)

Stúpavé prúdy nemajú len rôznu silu, ale aj rôznu šírku a charakter. Môžu byť široké a stabilné, prípadne úzke a turbulentné. Ich sila sa často zvyšuje alebo znižuje s nárastom výšky nad povrchom. To je spôsobené zmenou vertikálneho teplotného gradientu. Šírka prúdu závisí hlavne od veľkosti zdroja jeho vzniku. Čím je zdroj rozsiahlejší, tým širší prúd vznikne. Stabilita prúdu závisí od štruktúry vrstvy, v ktorej stúpa a od sily vetra. Častým prípadom je silne turbulentný prúd v nízkych vrstvách, ktorý sa postupne stabilizuje a od výšky približne 600 m nad povrchom až po jeho strop je už relatívne stabilný. Vietor výrazne vplyva na charakter prúdu. Silný vietor spôsobuje silnú turbulenciu v prúde. Pri relatívne slabom vetre sa silnou turbulenciou vyznačujú hlavne centrálné časti silných prúdov. V takejto turbulencii je pre plachtára ľahko identifikovateľný stred prúdu. Údaje variometra sú v oboch prípadoch veľmi nepravidelné. Preto sú moderné variometre vybavené elektronickým filtrovaním údajov. Táto funkcia síce plachtára nesprávne informuje o momentálnom stúpaní, ale poskytne mu lepší prehľad o tom, aký je skutočný prírastok výšky za jednotku času v danom turbulentnom prúde.

Z hľadiska techniky pilotáže, je centrovanie prúdu pri silnom vetre komplikovanejšie. Sklon špirály, ktorú opisuje vetroň je väčší ako sklon daného prúdu (obrázok 15). Dôvodom je menšia vertikálna zložka stúpania vetroňa. Tá je od vertikálnej zložky prúdu menšia o zložku klesania vetroňa. To má za následok



Obrázok 14: „Odfúknutie“ vetroňa z prúdu, 1 – vertikálna zložka stúpavého prúdu, 2 – vertikálna zložka stúpania vetroňa, 3 – zložka vetra. (Zdroj: *Technika a taktika letov v termike* – V.V.Gončarenko, s 44)

vykonáva zatáčku proti smeru vetra.

Častou dilemou plachtára je akým smerom vykoná zatáčku, keď letí v smere vetra, alebo proti vetru. V tomto prípade treba vnímať aj najmenšie zmeny polohy vetroňa. Pokiaľ by centrálna časť prúdu bola na ľavej strane, tak ľavé krídlo prelietava cez silnejšie stúpanie ako pravé. To má za následok naklopenie vetroňa doprava. Po vykonaní zatáčky doľava by mal plachtár nájsť centrálnu časť prúdu. Samozrejme, táto metóda nemusí byť vždy úspešná, pretože prúd je často turbulentný a ani jeho centrálna časť nie je kompaktná. Niekedy teda plachtár vykoná zbytočnú zatáčku mimo stúpavého prúdu. Ak sa však s vetroňom otočí späť do pôvodného smeru, buď ešte pred, alebo po vykonaní zbytočnej zatáčky, môže vykonať zatáčku do opačnej strany, kde je výskyt prúdu pravdepodobnejší. Niekedy však v prúde nie je dostatok priestoru prehodiť zatáčku do druhej strany a je treba brať do úvahy aj obratnosť vetroňa. Preto treba vždy zvážiť metódu centrovania. V prípade, že plachtár vykonal zatáčku v prúde do nesprávnej strany, môže vykonať korekciu (predĺženie) kolmo na smer, ktorým do prúdu priletel (zatáčku o 270°) a po opätovnom vstupe do prúdu vykonať znova zatáčku do rovnakej strany (obrázok 14 vpravo). Záleží to samozrejme od rozhodnutia pilota, či sa mu oplatí daný prúd ešte hľadať, alebo ho opustí a zamieri k ďalšiemu. Takáto korekcia je u skúsených plachtárov často využívaná a býva menej riskantná než prehodenie smeru krúženia. Skúsení plachtári na majstrovstvách sveta dokážu vo väčšine prípadov ucentrovať prúd už v druhom kruhu s tým, že prvé korekcie vykonávajú už v prvom. Nie je žiadnou výnimkou, že niekedy má plachtár ucentrovaný prúd hneď v prvom kruhu. To je jasný znak, že vletel do centrálnej časti prúdu a vykonal zatáčku do správnej strany. Pri širokých prúdoch sa často stáva, že plachtár

„odfukovanie“ vetroňa z prúdu. Plachtár v takomto prípade vykonáva predĺženie proti smeru vetra. Čím je vietor silnejší, tým častejšie a väčšie musí toto predĺženie byť. Vietor spôsobuje aj stlačenie prúdu na náveternej strane. Tu sa v takom prípade nachádza aj najsilnejšie stúpanie. Plachtár teda pri lete k prúdu po vetre preletí najprv najsilnejším stúpaním. Musí preto okamžite uviesť vetroň do zatáčky. Pri lete proti vetru prelietava najskôr periférnou časťou a so zatáčkou počká, kým stúpanie dosiahne zvýšenú hodnotu. Ak letí s bočným vetrom, zatáčku vykoná krátko po vstupe do prúdu. Vtedy

využíva relatívne silné stúpanie v periférnej časti a po zmene smeru zatáčky, prípadne predĺžením sa dostane do centrálnej časti, ktorej stúpanie je výrazne silnejšie. Niekedy sa plachtár „uspokojí“ so stúpaním 2 m/s, v ktorom dosiahne potrebnú výšku a po zrovnaní do smeru preskoku vletí do centrálnej časti prúdu so silou stúpania 4 m/s. Na prevýšenie 600m pri takomto rozdiel stúpaní stratí 2 a pol minúty. Na súťaži takáto chyba znamená výraznú stratu bodov. Aby sa tomu vyhol, môže po vstupe do širokého prúdu vykonať len miernu zatáčku s relatívne veľkým polomerom, ktorou preskúma väčšiu časť prúdu. Potom ako vletí do najsilnejšieho stúpania, priostří zatáčku. Je nutné aby počas kruhu pozorne sledoval variometer a jeho najjemnejšie výchylky. Rovnako treba sledovať štruktúru oblaku už počas preskoku a štruktúru základne počas prieskumného kruhu. Pokiaľ je základňa kúsok ďalej tmavšia, je nutné preskúmať, či sa tam nenachádza silnejší prúd. Záleží to však aj od ochoty plachtára riskovať stratu slabšieho, no uspokojivého prúdu.

Otázkou zostáva aký náklon v zatáčke je najefektívnejší. Záleží to od daného prúdu. Plachtár si musí uvedomiť, že čím je uhol klopenia väčší, tým je aj opadanie vetroňa väčšie. Ak je jadro prúdu úzke so silným stúpaním, efektívny je väčší náklon, no pri slabom stúpaní by taký náklon mohol stratiť účinok. Vtedy sa nedá vyhnúť využívaniu periférnych častí prúdu a priemerné stúpanie sa zvyšuje prelietavaním cez úzke jadro. Najčastejšie je efektívny uhol klopenia do 45°. Klopenie nad túto hodnotu je účinné len v prípade veľmi silných prúdov, prípadne pri úzkych silných jadrách prúdov. Toto je najčastejší prípad. Treba si tiež uvedomiť, že prúd je v malej výške nad terénom nekompaktný a úzky. Tu bude tiež treba využívať zatáčky nad 45°. To platí aj pri krúžení nízko nad hrebeňom kopca, kde sa prúd „správa“ rovnako ako na rovine nízko nad terénom. Náročný prípad nastáva vtedy, keď je prúd úzky a slabý. Takýto prúd je často treba využiť pri „zachraňovaní sa“ a jeho neúspešné využitie často končí pristátím do terénu. Plachtár musí využiť väčší náklon, kedy má vetroň príliš veľké opadanie a výsledné stúpanie môže byť často nulové. Vtedy je dôležitá mimoriadna trpezlivosť plachtára. Treba mať na pamäti, že takýto prúd môže zosilnieť časom alebo s výškou. Pokiaľ však plachtár bude čakať, že prúd zosilnie časom, možno sa dočká len pristátia do terénu. Preto je nutné zmierniť náklon aby vetroň stúpал aspoň v niektorej časti prúdu a do tejto časti vykonávať jemné korekcie. Pokiaľ sa podarí vystúpať čo i len o pár metrov v každom kruhu, je to úspech. V určitej výške totiž môže nastať zrýchlenie prúdu a niekedy je tento rozdiel len 50m, alebo aj menej. V tomto prípade hrá rolu rovnako aj časová zmena prúdu, no riziko neúspechu je menšie.

Zvládnutie techniky hľadania a centrovania stúpavých prúdov je základným predpokladom úspešného plachtárskeho letu a posúva pilota na vyššiu úroveň plachtenia, kedy sa začína zaoberať taktikou a optimalizáciou preletu.

2 TECHNIKA PREDPOVEDE SLEDOVANÝCH METEOROLOGICKÝCH JAVOV PRE POTREBY PLACHTÁRSKEHO LIETANIA

Všetky teoretické znalosti z meteorológie, ale aj iných vied, sú pre plachtára základom jeho všeobecnej vzdelanosti a pripravenosti na lietanie. Ak sa však pilot chce pripraviť na konkrétny let, musí mať prehľad o momentálnej meteorologickej situácii. Sledovaním konkrétnych meteorologických prvkov môže pilot vyhodnotiť podmienky, za akých daný let vykoná. Každý pilot musí vedieť, ktoré prvky potrebuje pre svoj let poznať. Rovnako je nutné, aby poznal predpoveď počasia na dobu letu a vo všetkých lokalitách, kde plánuje daný let vykonávať.

Prvotné informácie človek získava pozorovaním oblohy. Je to najstarší spôsob, ktorý využívali prví meteorológovia. Ale ani pre súčasného človeka tento spôsob nie je cudzí. Aj so základnými vedomosťami z meteorológie je možné pozorovaním oblohy odhadnúť prognózu počasia na najbližšie hodiny, prípadne ďalší deň. Pozorovaním oblačnosti sa dá určiť typ zvrstvenia, či je stabilné, alebo instabilné, odhadnúť mieru vlhkosti, dohľadnosť, určiť typ vzduchovej hmoty, tlakového útvaru a príchod fronty. Pozorovaním sa však nedajú jednotlivé prvky počasia určiť presne. Preto meteorológovia začali používať prístroje na meranie týchto prvkov. Ide napríklad o prvky ako tlak, teplota, vlhkosť, smer a sila vetra. Meraním presných hodnôt meteorologických prvkov je možné presnejšie vyhotoviť obraz o aktuálnom počasi a zostaviť predpoveď na nasledujúcu dobu. V súčasnosti sa na predpovedanie počasia používajú matematické modely, pomocou ktorých počítač automaticky vyhotoví niektoré typy predpovedí. Jedná sa napríklad o predpoveď krivky aerologického výstupu, synoptickú predpoveď, predpoveď vlnového prúdenia a ďalšie.

Do prípravy na každý let musí pilot vždy zahrnúť predpoveď počasia. To platí ako pre pilotov veľkých dopravných lietadiel a vojenských pilotov, tak aj pre športových pilotov a pilotov vetroňov. Predpoveď pre bezmotorový let sa od ostatných líši niektorými skúmanými prvkami. Plachtár si musí všímať viac prvkov ako motorový pilot a niektorým javom musí venovať zvýšenú pozornosť. Príkladom je výskyt vysokej oblačnosti, ktorá pre pilota letúnu nemá podstatný význam, ale pre plachtára môže znamenať zhoršené termické podmienky. Rovnako navigačná príprava plachtára je úplne odlišná. Plachtár málokedy letí priamo po vytýčenej trati a často sa od nej odchyľuje v závislosti od miestnych termických podmienok. Týmto podmienkam prispôsobuje aj rýchlosť letu. Plachtár teda musí venovať zvláštnu pozornosť práve termickým podmienkam v danej lokalite. Od toho sa odvíja aj technika predpovede počasia, ktorú plachtári využívajú.

2.1 Celková poveternostná situácia

Pri skúmaní charakteru poveternostnej situácie si všímame hlavne polohu a intenzitu tlakových útvarov. Tá ovplyvňuje smer a intenzitu prúdenia v danej oblasti a vlastne celkový stav počasia.

2.1.1 Anticyklonálna situácia

Nástup anticyklóny je charakteristický trvalým vzostupom tlaku vzduchu. Anticyklóna sa prejavuje poklesom vzduchu, ktorý sa adiabaticky otepľuje a vytvára klesajúcu hladinu inverzie, ktorá znižuje konvektívnu vrstvu. V lete sa bude prízemná teplota každým dňom zvyšovať a s ňou aj základňa kopovitej oblačnosti. Horná hranica tejto oblačnosti sa bude postupne klesajúcou inverziou znižovať. Oblasť stredu výraznej anticyklóny sa prejavuje slabou bezoblačnou termikou, pomerne nízkou konvektívnou vrstvou a vysokými teplotami. Vyznačuje sa tlakom okolo 1030 hPa. Tlakový gradient je veľmi nízky, teda prúdenie vetra bude slabé. Gradientový vietor bude mať smer od stredu anticyklóny k jej okrajom. Stred anticyklóny sa vyznačuje veľmi slabým vetrom s premenlivým smerom.

Podmienky výhodnejšie pre plachtenie nastanú vplyvom menej výraznej anticyklóny s tlakom uprostred okolo 1010 – 1020 hPa. V nej je subsidenčná, čiže klesajúca inverzia menej výrazná a prevládajú výstupné konvektívne pohyby vzduchu. Pre plachtenie je teda výhodnejšia predná strana menej výraznej anticyklóny. Oproti tomu stredná a zadná časť už pre plachtenie nie je príliš výhodná. Výrazná anticyklóna sa môže na určitom mieste zotrvať aj niekoľko týždňov, zatiaľ čo slabšia iba niekoľko dní.

2.1.2 Cyklonálna situácia

Cyklóna sa vyznačuje oblačným počasím so zrážkami, klesaním tlaku vzduchu a silným tlakovým gradientom. Gradientový vietor má smer od okrajov do stredu cyklóny. Prevládajú výstupné pohyby vzduchu, ktoré sú vyjadrené mohutnou vrstevnatou oblačnosťou, z ktorej vypadávajú dlhodobé zrážky. Dôležitou charakteristikou cyklonálneho počasia je prechod atmosférických front. Tie spôsobujú náhle a výrazné zmeny zvrstvenia a prúdenia. Pre okrajové oblasti cyklón je charakteristická vysoká prúdiaca vrstva, v ktorej vietor s výškou zosilňuje, ale zachováva svoj smer. V horských oblastiach sa tak vytvárajú podmienky vhodné pre výskyt vlnového prúdenia. Približovanie anticyklóny do našej oblasti sa prejavuje zosilňujúcim vetrom južného smeru. V malej vzdialenosti pred stredom cyklóny sú meteorologické podmienky úplne nevhodné pre plachtenie. Prechod studenej fronty, teda zadná strana cyklóny, môže pre plachtárov znamenať výrazné zlepšenie

podmienok. Také počasie je však charakteristické aj silným prúdením vetra severných až severozápadných smerov, výraznou vlhkosťou a instabilitou.

2.1.3 Vplyv vzduchových hmôt

Veľký vplyv na vývoj počasia v danej oblasti majú vlastnosti vzduchových hmôt, ktoré sa v danom priestore nachádzajú. **Morské vzduchové hmoty** sú charakteristické veľkou vlhkosťou, ktorá v cyklóne vytvára vhodné podmienky pre vznik hustej oblačnosti a intenzívnych zrážok. V anticyklóne znamená subsidencia postupné vysušanie vzduchu vo výške, no v konvektívnej vrstve zostáva dostatok vlhkosti. Tá sa prejavuje vytváraním kopovitej oblačnosti aj pri malej výške konvektívnej vrstvy. Základňa konvektívnej oblačnosti býva v takomto prípade pomerne nízko, takže horské oblasti ňou bývajú zakryté. V zimnom období sa morský vzduch v anticyklóne prejaví hmlami a nízkou vrstevnatou oblačnosťou.

Kontinentálna vzduchová hmota sa v lete prejaví pri dosť vysokej konvektívnej vrstve výraznou kopovitou oblačnosťou s vysokými základňami. Vtedy sú vhodné podmienky na plachtenie najmä v horských oblastiach. V zimnom období sa kontinentálny vzduch v anticyklóne prejavuje pekným zimným počasím s dobrou dohľadnosťou.

Okrem kontinentálnej a morskej vzduchovej hmoty môžeme tiež rozlišovať stabilnú a instabilnú vzduchovú hmotu. **Stabilná vzduchová hmota** sa vyznačuje vertikálnym teplotným gradientom obvykle menším ako $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, často aj inverznou situáciou. Vzduchová hmota sa stáva stabilnou napríklad, keď sa presunie nad chladnejší povrch a od neho sa začnú ochladzovať spodné vrstvy, pričom vyššie vrstvy zostanú relatívne teplejšie. V takejto vzduchovej hmote sú podmienky nepriaznivé pre vznik termickej konvekcie.

Opačný prípad však nastane v **instabilnej vzduchovej hmote**. Relatívne chladná vzduchová hmota sa presunie nad teplejší povrch a jej prízemná vrstva sa od tohto povrchu ohrieva. Vertikálny teplotný gradient sa tak zväčšuje a vznikajú vhodné podmienky pre vznik termickej konvekcie. V týchto prípadoch býva vertikálny teplotný gradient väčší než $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Z uvedeného vyplýva, že najväčší vplyv na stabilitu, či instabilitu vzduchovej hmoty má povrch, nad ktorý sa daná vzduchová hmota presunie a menšiu úlohu zohráva povrch nad ktorým sa táto hmota vytvorila [11, s 76].

Arktická vzduchová hmota sa nad územím Európy prejaví vždy ochladením. Príchodom nad toto územie sa stane instabilnou a tvorba výstupných pohybov bude intenzívna. Avšak vlhkosť arktického vzduchu bude malá, pretože studený vzduch pojme relatívne málo vodnej pary, takže aj tvorba oblačnosti bude obmedzená. Množstvo oblačnosti však samozrejme závisí aj od toho, či sa jedná o kontinentálnu, alebo morskú vzduchovú hmotu.

Polárna vzduchová hmota sa na počasí v Európe prejavuje rôzne. Napríklad kontinentálna polárna hmota prináša v lete oteplenie a mierne instabilné zvrstvenie. Jej vlhkosť je pomerne nízka a vertikálny vývoj kopovitej oblačnosti teda nebude rozsiahly. Oproti tomu morský polárny vzduch v lete prináša ochladenie a tým aj silnú instabilitu, spojenú s mohutnou termickou konvekciou. Nad Atlantickým oceánom však získal pomerne veľa vlhkosti a u nás sa prejaví mohutnou tvorbou kopovitej až búrkovej oblačnosti s početnými prehánkami.

Tropická vzduchová hmota spôsobuje v našich zemepisných šírkach vždy oteplenie. Kontinentálny tropický vzduch nad naše územie v zime nepreniká. Na jar a na jeseň prináša stabilné zvrstvenie, no v letných mesiacoch je zvrstvenie mierne instabilné. Tvorba termickej konvekcie je teda slabá, alebo žiadna a z dôvodu nízkej vlhkosti tohto vzduchu sa kopovitá oblačnosť tvorí len zriedka. V takýchto prípadoch sa prízemný vzduch môže dostatočne prehriať skôr v horských oblastiach, kde sa vyskytne aj konvekcia a kopovitá oblačnosť a nížiny zostanú stabilné. Morský tropický vzduch sa nad strednou Európou vyznačuje veľkým vertikálnym vývojom oblačnosti a často aj zrážkami.

2.2 Synoptické mapy, snímky z družíc a meteogram

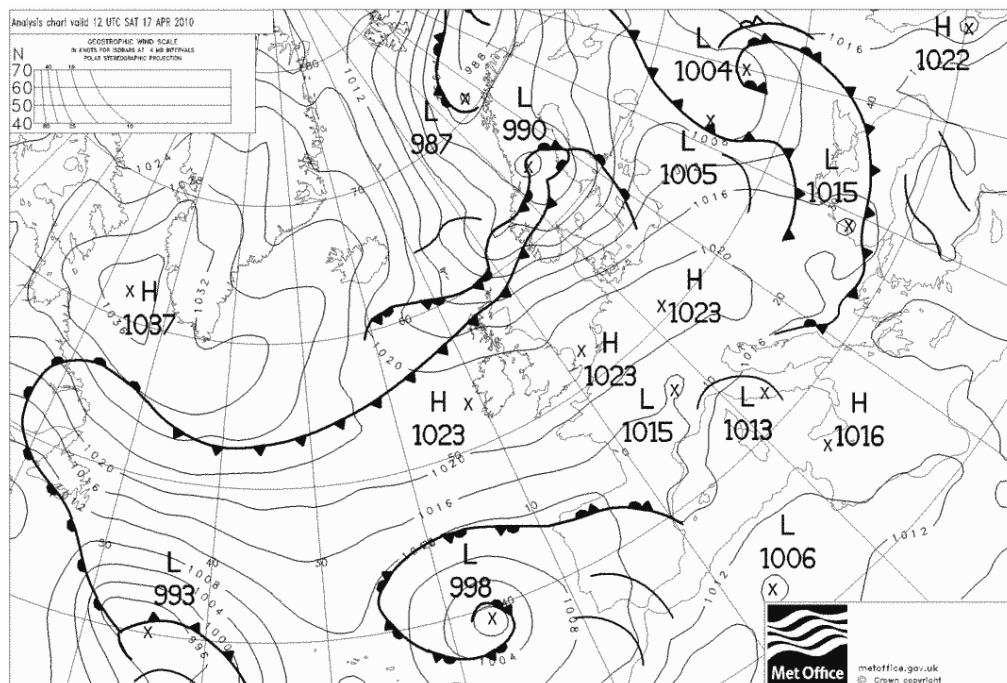
2.2.1 Rozbor synoptických máp

Pre zostavenie predpovede počasia je nevyhnutné zhodnotiť synoptickú situáciu. To znamená spraviť rozbor synoptickým máp, zistiť aké tlakové útvary sa nachádzajú nad našim územím a aké tlakové útvary by mohli ovplyvniť počasie v nasledujúcich dňoch. Na synoptických mapách sú zakreslené aj jednotlivé atmosférické fronty, ktoré výrazne ovplyvňujú miestne meteorologické podmienky. Podkladom synoptickej mapy je geografická mapa najčastejšie znázorňujúca len pobrežia pevnín. Rozbor synoptickej situácie je nutné vykonať pred každým letom, či už sa jedná o miestny termický let, alebo dlhý prelet, a mal by ho vedieť vykonať každý pilot. Synoptické mapy sú dostupné na viacerých internetových stránkach a väčšina vychádza každých 6 hodín, v časoch 00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC. Predpovedné synoptické mapy sú zverejnené pre 12 hodinové intervaly, a to pre +24h, +36h, +48h, +60h, +72h, atď. Synoptické mapy môžu byť:

- prízemné,
- výškové.

Na **prízemných synoptických mapách** (Obrázok 16) sú zakreslené izobary a frontálne systémy. Izobary sú myslené čiary spájajúce miesta s rovnakým tlakom. Na základe obrazu vytvoreného izobarami je možné identifikovať jednotlivé tlakové útvary. Každá izobara je označená hodnotou tlaku, ktorý reprezentuje. Stred tlakovej výše býva

v anglických a nemeckých mapách označovaný písmenom H (v Slovenských V), centrum tlakovej níše písmenom L (v Nemeckých T a v Slovenských N) a toto označenie je doplnené o hodnotu atmosférického tlaku v centre daného tlakového útvaru. Frontálne systémy sú znázornené hrubými lemovanými čiarami. V prípade studeného frontu sú lemované trojuholníkmi, v prípade teplého frontu poloblúkmi a v prípade oklúzneho frontu sa striedajú trojuholníky a poloblúky. Pomocou takejto synoptickej mapy môžeme na základe určitých teoretických poznatkov určiť rozsah a typ oblačnosti na konkrétnom území. Zo základných vedomostí z meteorológie vieme, aké javy počasia sa spájajú s ktorými tlakovými útvarmi, či frontálnymi systémami. Pomocou aktuálnej synoptickej mapy teda vieme povedať aký tlakový útvar, či frontálny systém sa nachádza nad našim územím a túto teóriu môžeme porovnať so skutočným pozorovaním oblohy.



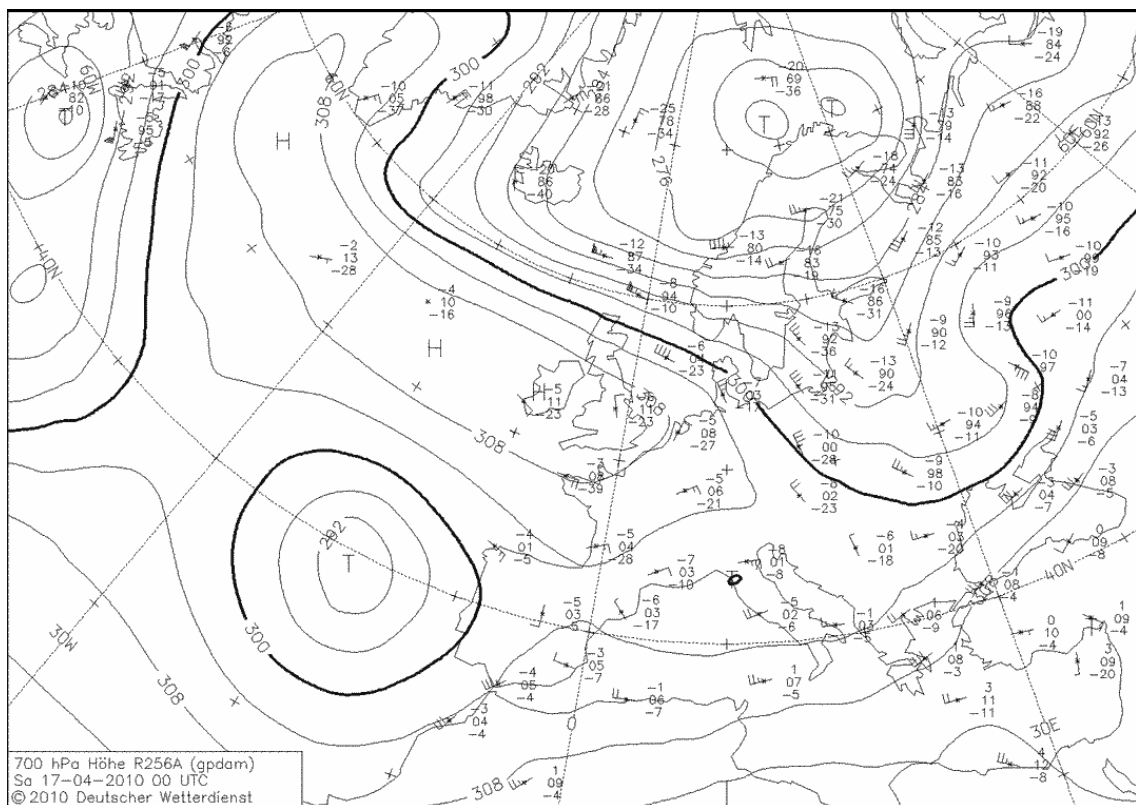
Obrázok 15: Prízemná synoptická mapa, vľavo hore je uvedený čas platnosti mapy (Zdroj: www.wetterzentrale.de)

Synoptická predpoveď je vytvorená na základe pozorovania pohybu a vývoja jednotlivých tlakových útvarov a atmosférických frontov. V súčasnosti je táto predpoveď vyhotovená zložitou počítačovou simuláciou pomocou predpovedného modelu, ktorý bol zostavený na základe niekoľkoročných meraní a fyzikálnych zákonitostí. Pozorovaním synoptických predpovedných máp vieme približne určiť, aké zmeny počasia môžu nastať v najbližšom čase.

Aj *Výškové synoptické mapy* (Obrázok 17) hrajú v meteorológii dôležitú úlohu. Nazývajú sa tiež *mapy absolútnej a relatívnej barickej topografie*. V minulosti výškové mapy znázorňovali rozloženie tlaku vzduchu v určitých výškových hladinách. Prax však

ukázala, že výhodnejšie je vybrať určitú izobarickú plochu a do mapy zakresliť jej výšku v rôznych miestach a miesta s rovnakou výškou tejto izobarickej plochy spájať čiarami. Tieto čiary nazývame *izohypsy*. Sú to vlastne vrstevnice určitej izobarickej plochy. Majú podobné tvary ako izobary a útvary, ktoré nám vyobrazujú majú rovnakú podobu a názvy ako na prízemnej mape. Na výškovej mape je teda vyobrazená tlaková výš alebo níz v určitej izobarickej hladine. Na rozdiel od prízemnej synoptickkej mapy tu však nie sú vyobrazené atmosférické fronty.

Podobne ako sú na prízemnej mape zobrazené izobary s rozdielmi napríklad 4 hPa, tak sa na výškových mapách zobrazujú izohypsy s výškovými rozdielmi 40 m, takže jednou izohypsou budú pospájané miesta v ktorých má izobarická hladina výšku 3000 m a ďalšou miesta s výškou 3040 m a tak ďalej. V mape sa tieto výšky udávajú v desiatkach metrov, takže výška 3000 m bude zobrazená ako 300, výška 3040 m ako 304 a tak ďalej.



Obrázok 16: Výšková synoptická mapa, vľavo dole je uvedený termín platnosti a hodnota tlaku izobarickej plochy v tomto prípade 700 hPa (Zdroj: www.wetter3.de)

Pri predpovedi počasia je nevyhnutné analyzovať okrem prízemnej synoptickkej mapy aj výškovú. Vzťahy medzi tvarom tlakového poľa na prízemnej a výškovej mape sú pomerne zložité. Pre naše účely stačí vedieť niekoľko základných pravidiel, ktoré nám pomôžu spresniť predpoveď termickej konvekcie na daný deň. Najvhodnejšie je pre predpoveď použiť mapy izobarickej hladiny 850, prípadne 700 hPa, pretože zobrazujú tlakové pole na úrovni hornej hranice medznej vrstvy. Pre vývoj konvekcie je najvhodnejším prípadom, keď sú prízemné a výškové tlakové pole takmer v súlade.

Môže sa stať, že v prízemnej mape bude zakrivenie izobár naznačovať tlakovú výš, no v hladinách 850 alebo 700 hPa sa bude nachádzať tlaková níž. Takáto konfigurácia prízemného a výškového tlakového poľa sa obvykle vyznačuje výskytom veľkoplošných výstupných pohybov (spravidla cm/s), ktoré síce môžu urýchliť vývoj konvekcie, ale tiež spôsobujú vznik vrstevnatej oblačnosti Sc a Ac, ktorá zvyčajne znamená útlm až zánik konvekcie. Takáto situácia je typická pre prednú stranu brázd nízkeho tlaku.

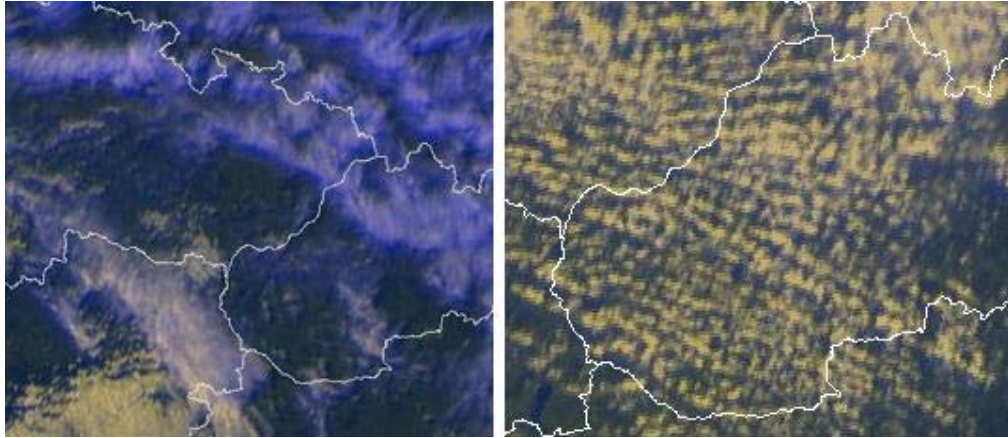
Opačný prípad, typický pre prednú stranu tlakových výší, hrebene vyššieho tlaku a oblasti blízko stredu tlakovej výše spôsobuje veľkoplošné klesavé pohyby, ktoré síce tlmia termiku, no postupne rozpúšťajú vrstevnatú oblačnosť. Je to prijateľnejší prípad, pretože pri výraznej instabilite konvektívnej vrstvy bude konvekcia dostatočne silná, aby vznikla kopovitá oblačnosť, no veľkoplošné zostupné pohyby stlmia jej ďalší vertikálny rast do búrkovej oblačnosti. Pri relatívne stabilnom zvrstvení spôsobia tieto pohyby ďalšiu stabilizáciu a výsledkom je relatívne slabá bezoblačná termika [11, s 31].

Prízemné synoptické predpovedné mapy (obrázok v prílohe) s farebným povrchom a zobrazenou oblačnosťou nám môžu zjednodušiť predpoveď počasia na nasledujúce dni. Ich podkladom je farebná mapa s vyznačenými hranicami štátov, na ktorej je pevnina zobrazená zelenou farbou a voda modrou. Oblačnosť je zobrazená podľa jej hrúbky od šedej až po bielu farbu. Ďalej obsahuje množstvo značiek, ktorých vysvetlenie sa nachádza v legende mapy.

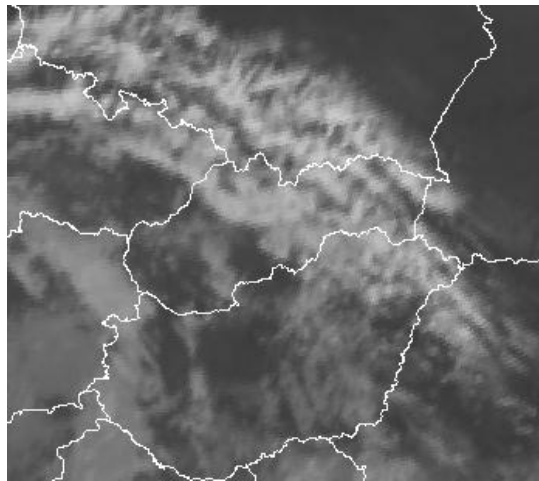
2.2.2 Družicové snímky

Veda a technika nám umožnila presnejšie sledovať aktuálny vývoj počasia, a to prostredníctvom fotografických snímok z meteorologických družíc. Rozbor synoptickej mapy si teraz môžeme doplniť o reálny fotografický obraz oblačnosti nad daným územím. Ak poznáme približný smer postupu jednotlivých oblačných systémov, vieme pomocou takejto snímky približne predpovedať počasie na najbližšiu dobu. Ďalšou možnosťou, ktorá je pri predpovedi omnoho presnejšia, je zobrazenie animácie, zostavenej z niekoľkých družicových záberov. Najprístupnejším zdrojom družicových snímok a animácií je Internet. Na jednotlivých webových stránkach zaoberajúcich sa meteorológiou sa nachádza množstvo rôznych typov družicových záberov.

Snímky vyhotovené v **infračervenom spektre** (obrázok 19) nám dávajú pomerne jasný obraz o oblačnosti nad vybranou časťou územia. Je na nich dobre rozoznateľná hrúbka oblačnej vrstvy a pri dobre zvolenom kontraste oblačných a bezoblačných plôch môžeme rozoznať aj tvar oblačnosti. Na takýchto snímkach je možné pozorovať oblačnosť aj v noci. Používajú sa aj kombinované infračervené a fotografické snímky využívajúce farebné kombinácie červenej, zelenej a modrej farby (obrázok 18). Na tých sú síce lepšie rozoznateľné typy oblačnosti a farebne odlišené výškové úrovne oblačnosti, no ponúkajú nám obraz iba v denných svetelných podmienkach.



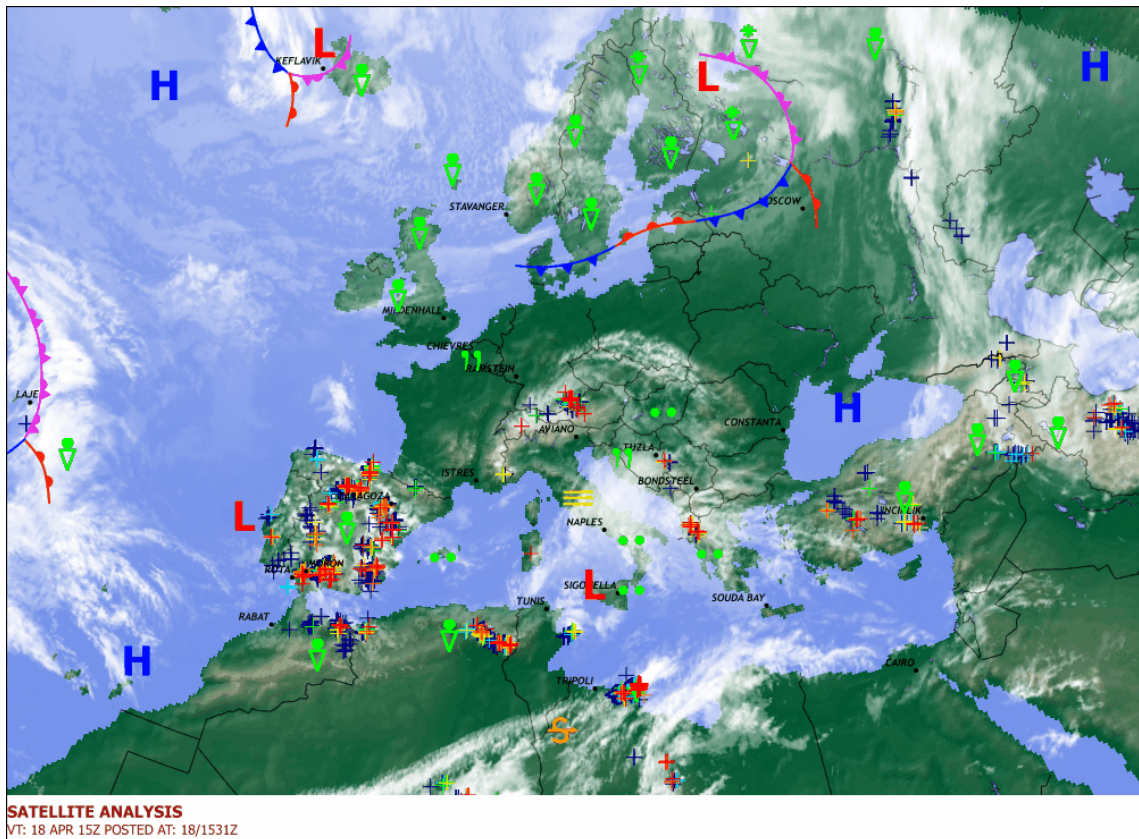
Obrázok 17: Kombinovaná RGB snímka blížiac sa vnímaniu ľudským okom, nízka až stredná oblačnosť zobrazená žltastou farbou, vysoká bielou až modrou. Vpravo: Snímka kopovitej oblačnosti nad západným Slovenskom. (Zdroj: www.chmi.cz)



Obrázok 18: Infračervená tepelná snímka, teplé oblasti sú zobrazené tmavou farbou, studené oblasti svetlou – svetlé oblasti zobrazujú oblačnosť. (Zdroj: www.chmi.cz)

Ďalšie typy družicových záberov môžeme rozlišovať podľa podkladu, na ktorom sú oblačné systémy vyobrazené. Pri vyššie zobrazených snímkach je podkladom politická mapa, na ktorej sú bielymi čiarami zobrazené hranice štátov. Takéto hranice sa pri synoptických mapách nezobrazujú. Z klasických synoptických máp nedokážeme presne určiť aká intenzita oblačnosti alebo zrážok sa bude na daný tlakový útvar, alebo front viazať, môžeme to len odhadnúť na základe určitých poznatkov z meteorológie. Pri zložitejších poveternostných situáciách je nutné, aby sme spolu so synoptickou mapou analyzovali aj družicové zábery. Na vnímanie a spracovanie jednotlivých údajov je najjednoduchšie mať ich zobrazené všetky na jednej mape. Preto vznikli rôzne kombinácie synoptických máp a družicových záberov. Typickým príkladom je kombinovaná farebná mapa (obrázok 20) s podkladom graficky upraveného družicového záberu na farebnej politickej mape so zakreslením atmosférických frontov a symbolov tlakových útvarov a jednotlivých meteorologických javov. Takáto mapa je

vytvorená analýzou synoptickej mapy v spojení s družicovými zábermi. Pomocou nej už môžeme získať jasnú predstavu o tom, aká je momentálna poveternostná situácia.

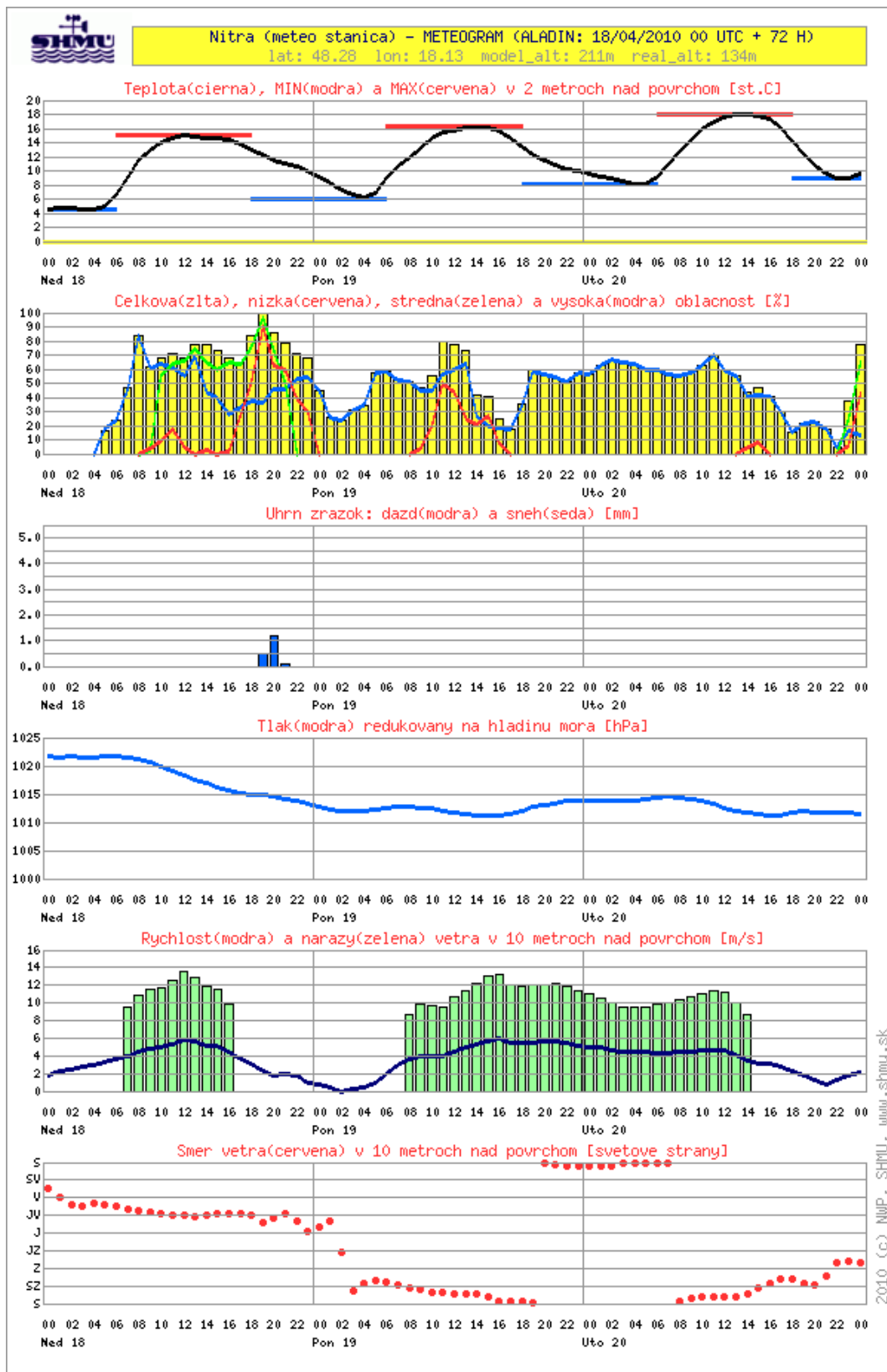


Obrázok 19: Kombinovaná mapa zobrazujúca aktuálnu družicovú analýzu (Zdroj: www.wetterzentrale.de)

2.2.3 Meteogram

Meteogram (obrázok 21) je zjednodušená forma predpovede počasia. Pomáha nám jednoducho a rýchlo vytvoriť si obraz o predpovedi počasia na nasledujúci deň. Ak sme zdatní v čítaní zo synoptických máp a máme k dispozícii družicové zábery, nie sme odkázaní na čítanie z meteogramu. Ak však chceme jednoduchšie získať prehľad o vývoji počasia počas dňa, je nutné, aby sme si meteogram preštudovali. Jednoducho sa dostaneme k informácii o maximálnej dennej teplote a čase, v ktorom bude dosiahnutá. Takisto vývoj oblačnosti je z meteogramu úplne zrejmý.

Pre pilotov má meteogram význam hlavne ako prvotná a jednoducho čitateľná predpoveď počasia na najbližšie dni. Skladá sa zo šiestich tabuliek, pričom ku každej je uvedená jednoduchá legenda. Pokiaľ teda nestíhame preštudovať synoptické mapy a jednotlivé tabuľky smeru a rýchlosti vetra, prípadne potrebujeme rýchlo zistiť, či sa v nasledujúcich dňoch vyskytnú zrážky, je pre nás meteogram užitočnou pomôckou, v ktorej sú všetky tieto informácie zahrnuté.

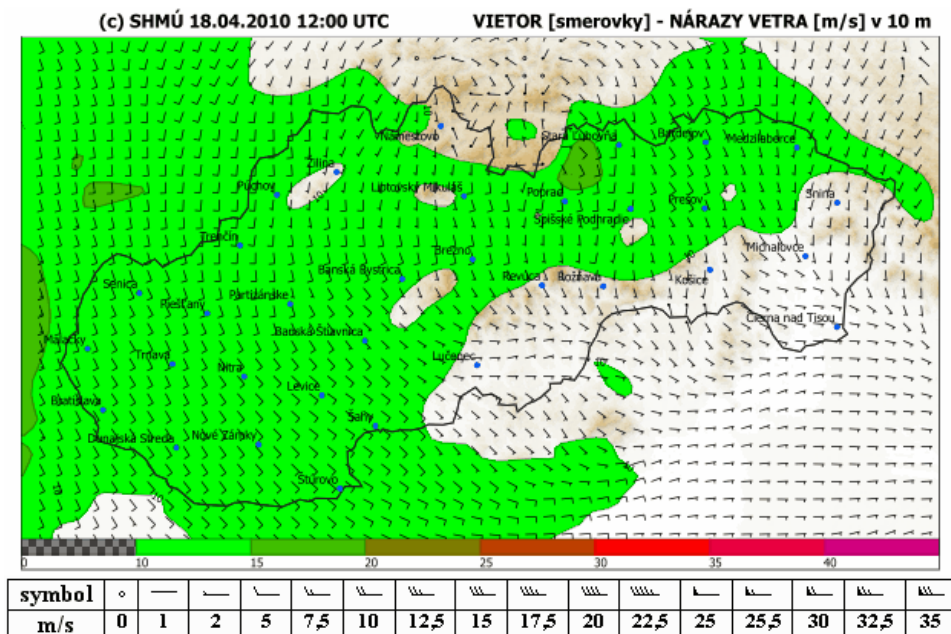


Obrázok 20: Meteogram, hore je uvedené miesto pre ktoré je určený, použitý predpovedný model a čas jeho platnosti (Zdroj: www.shmu.sk)

2.3 Vietor

Vietor je horizontálne prúdenie vzduchu a patrí k najdôležitejším faktorom ovplyvňujúcim plachtársky let. Okrem iného ovplyvňuje kĺzavosť vetroňa voči zemi, tvar stúpavých prúdov, ohniská ich vzniku, tvar oblakov, spôsobuje posun oblakov a v hornatom teréne vytvára stúpavé a klesavé prúdy. Vietor teda výrazne ovplyvňuje rozhodovanie plachtára počas letu. Smer a približne aj silu vetra je možné vyčítať zo synoptickej mapy, prípadne z družicových snímkov. Presnejšie však získame tieto údaje zo špecializovanej predpovedi vetra. Ak chceme získať aktuálny obraz o vetre, môžeme si prečítať správy METAR na príslušných letiskách. Tieto údaje reprezentujú namerané hodnoty na danom mieste v určitý čas, no predpoveď je zostavená počítačom na základe modelu. Čítanie zo správy METAR je pomerne jednoduché, no existujú METAR dekodéry, ktoré uvádzajú informácie v nekódovanej forme, takže sú ľahko zrozumiteľné aj pre laikov.

2.3.1 Grafická predpoveď prízemného vetra



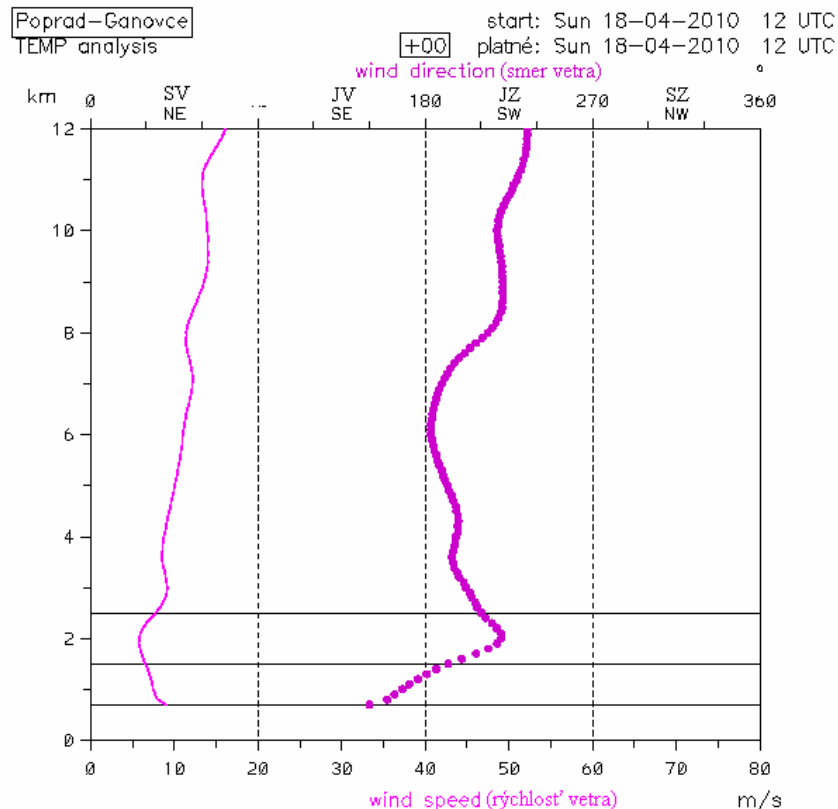
Obrázok 21: Grafická predpoveď prízemného vetra (Zdroj: www.shmu.sk)

Grafická predpoveď prízemného vetra (obrázok 22) pozostáva z mapy určitého územia, na ktorej sú zobrazené smerovky, ktoré udávajú smer a rýchlosť vetra v m/s. Tieto smerovky sú zobrazené ako čiarky, na ktorých je menšími čiarkami vyjadrená rýchlosť vetra, a to takým spôsobom, že dlhšia čiarka znamená 5 m/s a kratšia 2,5 m/s. Päť veľkých čiarok je zobrazených ako trojuholník a reprezentuje 25 m/s. Smer vetra je určený smerom od čiarok rýchlosti vetra k prázdnejmu koncu smerovky. Ku každej grafickej predpovedi je uvedená aj legenda. V konkrétnom prípade predpovede vydanéj SHMÚ sú zelenou až fialovou farbou vyznačené oblasti nárazov vetra vo výške 10 m

nad povrchom. Prízemný vietor zohráva úlohu hlavne pri odpútaní sa termického stúpavého prúdu od zeme a pri letoch v svahovom prúdení.

2.3.2 Výškový profil vetra

V predošlých kapitolách sme sa presvedčili o tom, že len znalosť prízemného vetra nestačí pri príprave na plachtársky let a počas neho. Dôležitejšiu úlohu zohráva vietor vo výškach, v ktorých sa s vetroňom počas letu pohybujeme.



Obrázok 22: Výškový profil rýchlosti a smeru vetra, rýchlosť vetra ružovou farbou, smer vetra fialovou (Zdroj: www.shmu.sk)

Obraz o smere a rýchlosti vetra v rôznych výškach nám udáva výškový profil vetra. Môže mať podobu tabuľky alebo grafu (obrázok 23). V tabuľke sú uvedené presné hodnoty smeru a rýchlosti vetra v rôznych výškach. Čo sa však týka priebehu smeru alebo rýchlosti vetra s výškou, graf bude prehľadnejší. SHMÚ ponúka okrem reálneho výstupu z Gánoviec aj počítačom vytvorený *pseudovýstup*, ktorý reprezentuje predpoveď na najbližšie časové obdobie. Ten nás bude pravdepodobne zaujímať najviac, pretože počíta výstup aj pre rôzne miesta, v ktorých plánujeme vykonávať let.

Ak poznáme ako sa mení *rýchlosť vetra* s výškou, vieme predpokladať tvar kopovitých oblakov a polohu stúpania, či bude na náveternej alebo záveternej strane oblaku. Ak sa s výškou výrazne zvyšuje rýchlosť vetra, musíme vo väčších výškach

počítat s horšou kĺzavosťou proti vetru a väčším sklonom prúdu voči oblaku. V menšej výške, napríklad v konečnej fáze doklzu, bude kĺzavosť vetroňa proti vetru vyššia, no po vetre zase menšia oproti letu vo väčšej výške. V opačnom prípade, keď s výškou rýchlosť vetra klesá, je výhodnejšie proti vetru lietať vo vyšších hladinách. Keď nepoznáme rýchlosť vetra v menších výškach, môže nás v takejto situácii prekvapiť silný čelný vietor, ktorý môže nepripravenému plachtárovi spôsobiť ťažké chvíle v konečnej fáze doklzu. Naopak silný chrbtový vietor môže spôsobiť prílet na cieľovú pásku s nadbytočnou výškovou rezervou, čo je samozrejme ten lepší prípad. Ak sa rýchlosť vetra s výškou nemení, bude aj sklon stúpavých prúdov vo všetkých výškach rovnaký. V takom prípade stačí plachtárovi zafixovať si rýchlosť vetra k danému miestu na trati a týmto údajom sa riadiť v akejkol'vek výške.

Informáciu o priebehu rýchlosti vetra s výškou je však potrebné doplniť aj výškovým profilom *smeru vetra*. Ten je závislý od viacerých faktorov, no hlavne od polohy tlakových útvarov a vplyvu terénu. Je zbytočné popisovať akým spôsobom jednotlivé faktory vplývajú na smer vetra, pretože tieto informácie patria do základov meteorológie, ktoré by už mal mať zvládnuté každý pilot vetroňa. Skôr môžeme zhodnotiť vplyv smeru vetra v jednotlivých výškach na tvar stúpavých prúdov. Vo väčšine prípadov sa s nárastom výšky stáča vietor doprava, ako je to zobrazené aj na vyššie uvedenom obrázku. Dôvodom sú najmä orografické vplyvy v nižších vrstvách a vplyv Coriolisovej sily, ktorý sa prejavuje s narastajúcou výškou nad terénom. Prudká zmena tendencie zmeny smeru vetra v určitej výške znamená vplyv inej vzduchovej hmoty v danej hladine. Výškový profil smeru vetra je teda aj dobrým ukazovateľom výškového profilu tlakového poľa. Pre kontrolu a uvedomenie si súvislostí je dobré porovnať priebeh smeru vetra s výškou s prízemnou a výškovou synoptickou mapou.

Počas letu je smer vetra podobne ako rýchlosť dôležitým faktorom rozhodovania plachtára. Keď sme väčšinu letu uskutočnili vo väčších výškach, napríklad 1500 až 2000 m, uvažovali sme s vetrom napríklad 210° . Pri nasadení na záverečný doklz proti vetru postupne klesáme do menších výšok, kde bude smer vetra napríklad 150° . Smer vetra sa teda zmenil o 60° čo znamená zmenšenie čelnej zložky vetra na polovicu. Už pri bočnom vetre s uhlom 30° oproti smeru letu je čelná zložka vetra približne o 13% a pri uhle 45° o 30% menšia oproti hodnote rýchlosti vetra. To znamená, že pokiaľ bude rýchlosť vetra 10 m/s a jeho smer bude so smerom letu zvierat' uhol 45° , bude jeho čelná zložka približne 7 m/s. Navyše zmene smeru vetra sa prispôsobuje aj tvar stúpavého prúdu, ktorý sa môže v rôznych výškach stáčať rôznymi smermi. Výraznejšia zmena smeru vetra s výškou nám teda značne skomplikuje hľadanie prúdu, no pripravený plachtár s dobrou priestorovou predstavivosťou môže odhaliť aj takýto chyták, ktorý príroda pripravila. Je teda úplne zrejmé, že do prípravy na let musíme zahrnúť aj predpoveď vertikálneho profilu smeru vetra. Pokiaľ by sme na to zabudli, dobrou pomôckou sú GPS navigačné prístroje, ktoré počas krúženia počítajú momentálny smer a rýchlosť vetra v aktuálnej výške.

Vertikálny profil vetra je predovšetkým neodmysliteľnou súčasťou predpovede vlnového prúdenia. Ako bolo uvedené v kapitole venovanej tomuto prúdeniu, podmienkou jeho vzniku je ustálené prúdenie určitej masy vzduchu. Z toho vyplýva, že ideálnym prípadom je, keď sa s výškou nemení smer vetra a keď sa mení, tak len mierne a plynulo. Rýchlosť vetra môže byť konštantná, alebo sa môže zvyšovať, no ak sa znižuje, vlna pravdepodobne nevznikne. Čo sa týka vlny nad radou kumulov, o tej sme povedali, že vzniká pri strihu vetra približne na úrovni kondenzačnej hladiny, prípadne mierne pod ňou. Pokiaľ poznáme výšku tejto hladiny a z profilu vetra v nej spozorujeme strih vetra s výraznou zmenou smeru, tak môžeme za predpokladu tvorenia rád kumulov predpovedať vlnu nad kumulmi. Znova však treba myslieť na podmienku jednotného prúdenia masy vzduchu nad kumulmi, ktorú znova vyčítame z vertikálneho profilu vetra.

Pri príprave na let je treba zhodnotiť výškový profil vetra, podobne ako pri ostatných typoch predpovedí, aj na rôznych miestach, nad ktorými sa počas letu vyskytneme, aby sme vedeli aké podmienky na daných miestach môžeme očakávať.

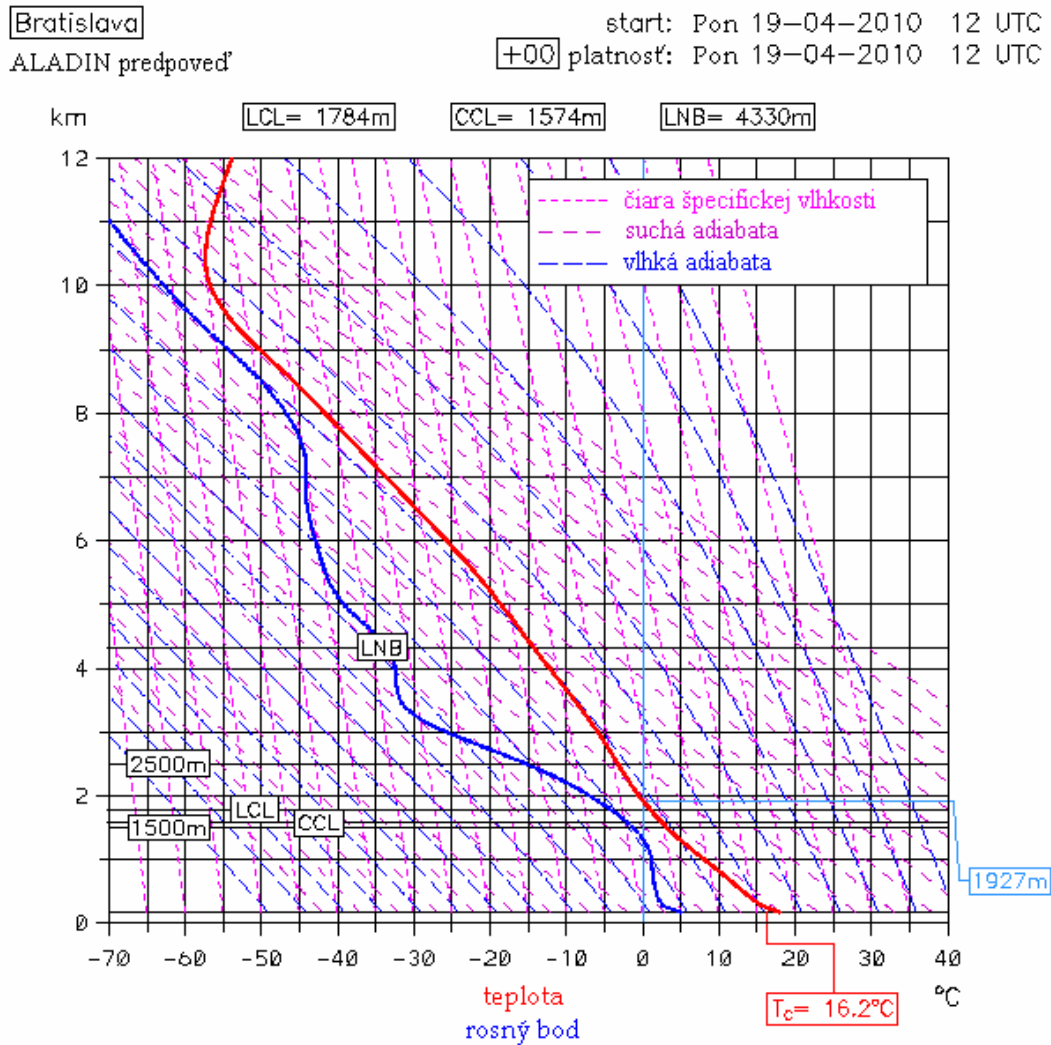
2.4 Aerologický výstup – priebeh teploty a vlhkosti vzduchu s výškou

Najdôležitejšou súčasťou predpovede počasia pre plachtársky let je rozbor aerologického výstupu, kde sledujeme priebeh teploty vzduchu a teploty rosného bodu s výškou. Na základe tejto analýzy je možné vypočítať výšku základní a horných okrajov kopovitých oblakov, približnú silu stúpavých prúdov, množstvo kopovitej oblačnosti, výskyt strednej oblačnosti. Môžeme zistiť približný čas vzniku a zániku termickej konvekcie a tým aj dĺžku intervalu termického počasia. Tieto údaje nám výrazne pomôžu pri stanovení dĺžky trate pre plachtársky prelet a odhadovaní termických podmienok, za akých daný let vykonáme.

2.4.1 Vyhodnotenie aerologického výstupu

Pri vyhodnocovaní aerologického výstupu budeme zisťovať v akej výške sa nachádza výstupná kondenzačná hladina (uvedená ako LCL), konvektívna kondenzačná hladina (CCL), hladina nulového vztľaku (LNB) a hladina nulovej izotermy. Môžeme z neho tiež určiť, aká bude teplota voľnej konvekcie T_c . SHMÚ nám opäť ponúka dvakrát za deň skutočný výstup z Gánoviec. Podľa toho, kde plánujeme vykonávať let, môžeme si všimnúť výstupy, ktoré boli uskutočnené v lokalite, ktorá je čo najbližšie k tej našej. SHMÚ však ponúka aj pseudovýstupy (obrázok 24), ktoré sú vypočítané pre ďalšie lokality a osem rôznych časov, navyše reprezentujú predpoveď výstupu pre nasledujúce tri dni. Na všetkých výstupoch, ktoré zverejňuje SHMÚ sú už výšky

jednotlivých výstupných hladín určené, takže si ich stačí prečítať. My si však neskôr vysvetlíme ako sa tieto výšky určujú.



Obrázok 23: Pseudovýstup pre Bratislavu, platný 19.4.2010 o 14:00 miestneho času (Zdroj: www.shmu.sk)

Na obrázku je uvedený typický pseudovýstup. Je to vlastne graf závislosti teploty od nadmorskej výšky. Vľavo hore je uvedené miesto, pre ktoré je pseudovýstup určený a názov použitého predpovedného modelu. Pravo hore je uvedený čas vytvorenia aktuálnych pseudovýstupov, a pod ním čas platnosti zobrazeného pseudovýstupu. V strede hore je rozdiel času zobrazeného pseudovýstupu od času jeho vytvorenia. Čím je tento čas väčší, tým je výstup menej pravdepodobný. Čiernou mriežkou sú vyznačené teploty vzduchu odstupňované po 5°C a nadmorské výšky po 1000 m. Navyše sú zobrazené výšky 1500 m a 2500 m. Teplota 0°C je zobrazená bledomodrou priamkou. Hrubá červená čiara reprezentuje priebeh teploty vzduchu s výškou. Hrubá modrá čiara reprezentuje priebeh teploty rosného bodu. V pozadí sú tenkými čiarami zobrazené tri typy adiabat. Suchá adiabata, ktorá reprezentuje

nenasýtenoadiabatický vertikálny teplotný gradient s hodnotou približne $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ je zobrazená fialovou prerušovanou priamkou. Vlhká adiabata, ktorá reprezentuje nasýtenoadiabatický vertikálny teplotný gradient s hodnotou približne $0,6^{\circ}/100\text{m}$ je zobrazená modrou prerušovanou krivkou. Ružová prerušovaná priamka sa nazýva čiara špecifickej vlhkosti a reprezentuje vertikálny teplotný gradient približne $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Táto čiara vyjadruje zmenu teploty rosného bodu vo vnútri vystupujúcej bubliny teplejšieho vzduchu.

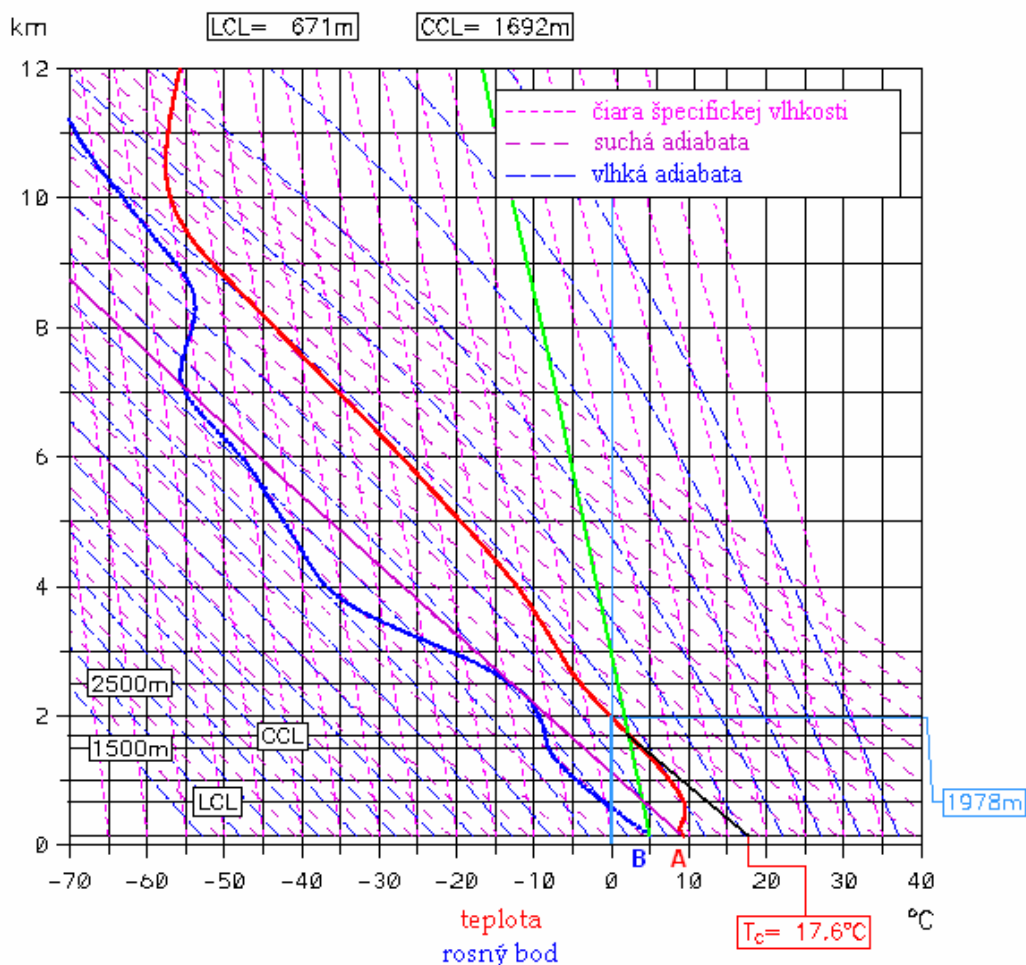
Zo vzájomnej polohy čiary teploty vzduchu a teploty rosného bodu je možné usúdiť aká je miera relatívnej vlhkosti v určitých hladinách. Ak je rozdiel malý, napríklad 1°C a menší, značí to pomerne veľkú relatívnu vlhkosť. Môžeme teda očakávať, že kopovité oblaky budú mať krátky život a ich vrcholce sa budú pretvárať na vrstevnatý stratocumulus. Pri strednom rozdiel týchto teplôt, 1 až 4°C , v hornej hranici konvektívnej vrstvy môžeme očakávať dobré plachtárske počasie. Ak je rozdiel teplôt 10°C a viac, značí to malú vlhkosť a pre dobrý vývoj kopovitej oblačnosti je nutné dosiahnuť vyššiu teplotu vzduchu pri zemi, teda vyššiu hornú hranicu konvektívnej vrstvy.

Vyššiu vlhkosť môžeme pozorovať v rôznych hladinách a môže nám naznačiť tvorbu strednej alebo vysokej oblačnosti, ktorá je väčšinou typická pre príchod frontu. Priebeh teploty vzduchu s výškou nám môže naznačiť aj výskyt inverzie, prípadne izotermie v určitej výške. Na ranných výstupoch je výskyt prízemnej inverzie bežný, no počas slnečného rána sa inverzia premiešavaním prízemného vzduchu stratí.

Pod výstupom je zvyčajne uvedená teplota voľnej konvekcie T_c . Tá vyjadruje, na akú teplotu sa musí zohriať vzduch pri povrchu, aby pri výstupe dosiahol konvektívnu kondenzačnú hladinu a vytvoril oblak. Ak táto teplota nie je počas dňa dosiahnutá, alebo sa k nej reálna teplota ani nepriblíži, nevznikne kopovitá oblačnosť. Ako však vieme, v hornatom teréne sú slnečné svahy ožarované kolmejšie ako rovný terén, takže teplota vzduchu tú môže dosiahnuť T_c , aj keď na rovine nedosiahne. Preto pri nízkej relatívnej vlhkosti nájdeme C_u skôr v hornatom teréne. Ak poznáme predpoveď T_c v priebehu dňa a poznáme aj predpoveď teploty vzduchu počas dňa, dokážeme určiť interval kopovitej oblačnosti. Teraz si však povieme niečo o tom ako sa pomocou výstupu určuje výška KKH (CCL), VKH (LCL), HNV (LNB), T_c a hladina nulovej izotermie (obrázok 25).

Hurbanovo
ALADIN predpoveď

start: Pon 19-04-2010 12 UTC
+18 platnosť: Ut 20-04-2010 06 UTC



Obrázok 24: Pseudovýstup pre Hurbanovo, 20.4.2010, 8:00 miestneho času (Zdroj: www.shmu.sk)

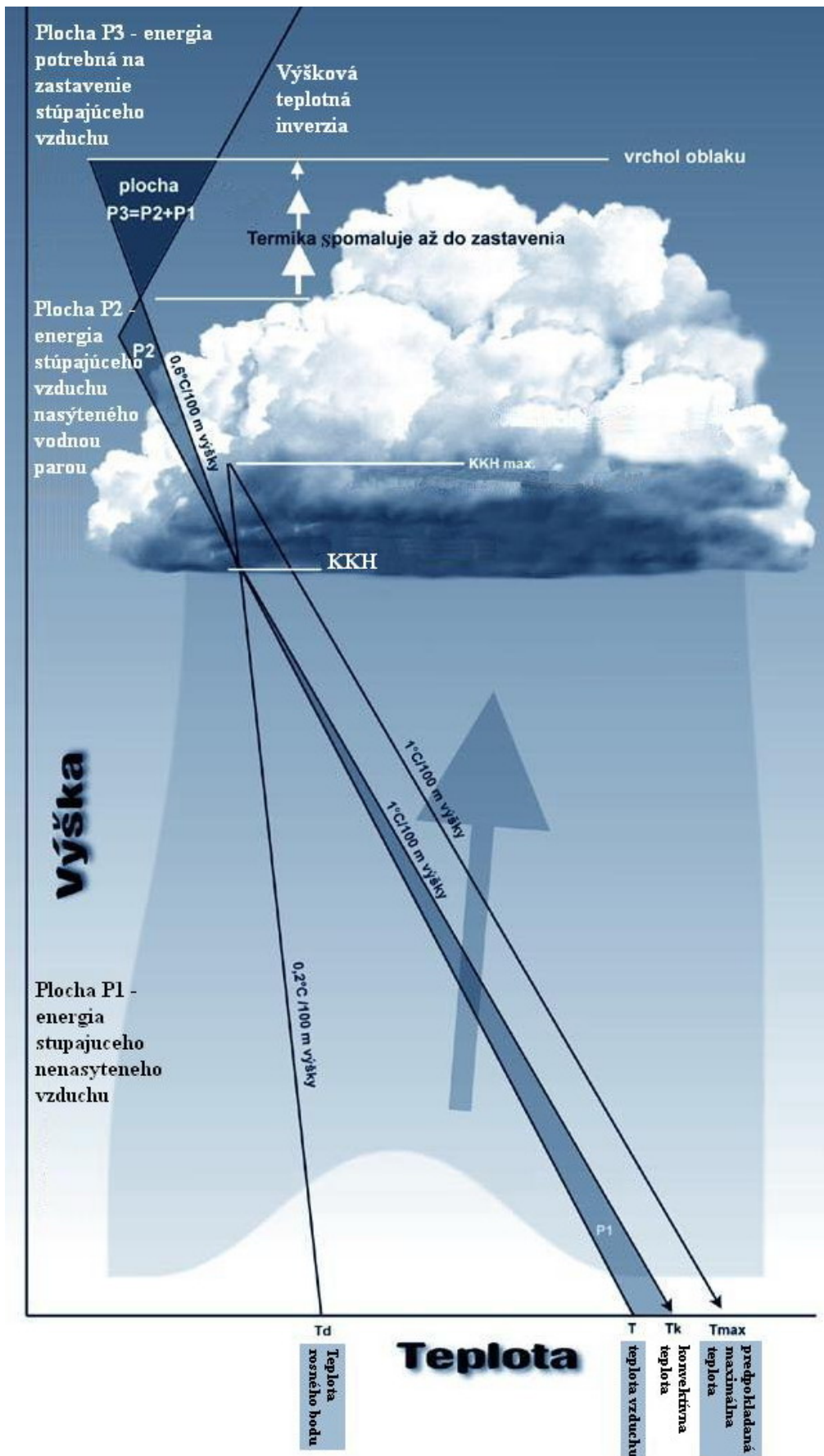
Prvé, čo budeme určovať je **výstupná kondenzačná hladina VKH** (vo výstupe uvedená anglická skratka LCL). Je to výška, v ktorej dochádza pri nútenom výstupe vzduchu ku kondenzácii vodnej pary. Jedná sa napríklad o výstup vzduchu cez horskú prekážku. Z bodu B (teplota rosného bodu na povrchu) vedieme čiaru rovnobežnú s čiarou špecifickej vlhkosti (zelená). Z bodu A (teplota vzduchu na povrchu) vedieme čiaru rovnobežnú so suchou adiabatou (fialová). Bod, v ktorom sa tieto čiary navzájom pretnú leží na výstupnej kondenzačnej hladine. Bod, v ktorom sa pretne zelená čiara vedená z bodu B a čiara priebehu teploty vzduchu s výškou, leží na **konvektívnej kondenzačnej hladine KKH** (anglická skratka CCL). Je to výška, dosiahnutá vystupujúcou časticou vzduchu pri termickej konvekcii. **Teplotu voľnej konvekcie T_c** zistíme tak, že z priesečníka zelenej a červenej čiary, ležiaceho na KKH, vedieme smerom na zemský povrch čiaru rovnobežnú so suchou adiabatou (čierna). Miesto kde čiara pretne povrch reprezentuje teplotu voľnej konvekcie. Je to teplota, na ktorú sa musí zohriať vzduch pri povrchu, aby dosiahol KKH a vznikol oblak.

Hladina nulovej izotemy leží na priesečníku modrej a červenej čiary, takže vo výške, kde je teplota vzduchu 0°C . Od hladiny VKH a KKH nastáva kondenzácia vodných pár a vystupujúca častica sa ďalej ochladzuje nasýtenou adiabaticky, takže približne $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. V určitej výške však jej teplota dosiahne teplotu okolia a jej stúpanie sa zastaví. Túto výšku nazývame **hladinou nulového vztlaku HNV** (anglická skratka LNB). Reprezentuje hornú hranicu kopovitej oblačnosti a na výstupoch sa uvádza len ak je dosiahnutá teplota voľnej konvekcie. Zistiť sa dá keď z prvého bodu, t.j. priesečníka zelenej a fialovej čiary, ktorý leží na VKH vedieme krivku rovnobežnú s nasýtenou adiabatou. V mieste, kde sa táto krivka pretne s červenou krivkou priebehu teploty vzduchu, sa nachádza bod ležiaci na neutrálnej výstupnej hladine. Predpoveď tejto výšky je potrebná pri každom rozbere výstupu, pretože nám napovedá, či je možnosť tvorby vežovitých a búrkových Cu.

2.4.2 Energia instability

Existuje niekoľko vzorcov, ktorými je možné určiť **vertikálnu rýchlosť vystupujúcej častice**. Ich najväčší nedostatok spočíva v tom, že platia len pre zjednodušené podmienky. Väčšinou predpokladajú, že na časticu pôsobí len vztlaková a gravitačná sila. Pri vyhodnocovaní vertikálnej rýchlosti stúpavých prúdov je plocha určená krivkou teploty vzduchu, nenasýtenou adiabatou vedenou z teploty voľnej konvekcie a zemským povrchom úmerná *energii stúpajúceho nenasýteného vzduchu* [15, s 21]. Na obrázku 26 je táto plocha označená P1. Túto energiu je možné prepočítať na zrýchlenie a z neho je možné určiť rýchlosť. Nad KKH sa nachádza plocha P2, ktorá je určená krivkou teploty vzduchu a nasýtenou adiabatou. Reprezentuje *energii stúpajúceho nasýteného vzduchu*. Súčet plôch P1 a P2 je *celková urýchľujúca energia stúpavého prúdu*. Ak sa v určitej výške nachádza teplotná inverzia, spôsobí negatívnu energiu zobrazenú na ľavej (zápornej) strane krivky teploty, ktorá ak je vyššia ako celková kladná energia stúpavého prúdu (na kladnej strane krivky teploty), spôsobí zabrzdzenie stúpajúceho vzduchu. Vo výške, kde sa stúpanie vzduchu zastaví, sa nachádza vrchol kopovitého oblaku. Na obrázku 21 je táto záporná plocha označená ako P3. Pokiaľ by bola vrstva inverzie natoľko tenká, že záporná plocha by bola menšia ako celková kladná plocha, tak stúpajúci vzduch prekoná inverznú vrstvu a stúpa ďalej, až kým sa nevyrovná jeho vztlaková sila gravitačnej v hladine nulového vztlaku.

Pri vysokej energii instability môže stúpavý prúd preniknúť aj niekoľkými inverznými vrstvami a hladina nulového vztlaku môže byť na úrovni hornej hranice troposféry. V takýchto prípadoch vznikajú vertikálne mohutné búrkové oblaky.



Obrázok 25: Schéma aerologického výstupu (Zdroj: pocasi.astronomie.cz)

Na energiu stúpajúceho vzduchu však pôsobí rad ďalších faktorov, ako je trenie, výmena tepla s okolím a aerodynamický odpor samotnej stúpajúcej častice. Posledná úprava časticovej teórie berie ohľad na **aerodynamický odpor** stúpajúcej častice. V tomto prípade ma väčší význam uvažovať nad stúpajúcou bublinou vzduchu, než nad časticou. Rýchlosť jej stúpania môžeme určiť ako

$$v = c(F \cdot g \cdot r) \quad (1)$$

kde v je vertikálna rýchlosť bubliny, c je súčiniteľ aerodynamického odporu (približne $c = 1.2$), F je priemerná vztlaková sila pôsobiaca na stúpajúcu bublinu, g je tiažové zrýchlenie a r je polomer bubliny. Pri ďalšej úprave dostaneme tvar

$$v = c \left(\frac{T_P - T_E}{T_E} \cdot g \cdot r \right) \quad (2)$$

kde T_P je teplota vystupujúcej bubliny a T_E je teplota okolitého vzduchu. Po dosadení za konštanty a ďalšej úprave dostaneme vzťah

$$v = 11,8 \frac{T_P - T_E}{T_E} r \quad (3)$$

Z tejto rovnice vyplýva závislosť vertikálnej rýchlosti na priemere či veľkosti stúpajúcej vzduchovej bubliny. Čím je teplota stúpajúcej bubliny vyššia oproti teplote okolitého vzduchu a čím je samotná bublina väčšia, tým vyššia bude vertikálna rýchlosť tejto bubliny. Môžeme teda predpokladať, že v nižších vrstvách (do 300 m nad povrchom), kde nemá termická bublina celistvý tvar, ale skladá sa z viacerých malých bublín bude jej vertikálna rýchlosť nižšia.

Ďalším spôsobom, ako odhadnúť vertikálnu rýchlosť termických stúpavých prúdov, je využitie hodnoty **CAPE**, ktorá je počítaná modelom ALADIN. CAPE je skratka pre **dostupnú energiu instability**, ktorá sa rovná práci, vykonanej adiabaticky stúpajúcou vzduchovou časticou z hladiny voľnej konvekcie (HVK) do hladiny nulového vztlaku (HNV). HVK je modifikovaná KKH, daná priesečníkom priebehu teploty vzduchu a suchou adiabatou vedenou z teploty vzduchu pri povrchu. CAPE je definovaná vzťahom

$$CAPE = g \int_{z_{HVK}}^{z_{HNV}} \frac{T - T_E}{T_E} dz \quad (4)$$

Na výstupe je CAPE reprezentovaná plochou medzi krivkou teploty vzduchu a vlhkom adiabatou. Existencia HVK je podmienkou pre $CAPE > 0$. CAPE sa uvádza v J/kg (m^2/s^2). Pri miernej až silnej konvekcii dosahuje hodnoty 1000-3000 J/kg, maximálne pozorované hodnoty boli v USA v rozmedzí 5000-7000 J/kg. V európskom prostredí sú pre dni s krúpami priemerné hodnoty 940 J/kg.

Za predpokladu, že stúpajúca častica bude v hladine HVK v pokoji a že stúpavý prúd nevŕahuje žiadny suchší a chladnejší vzduch z okolia, bude **maximálna rýchlosť** v_{MAX} v **hladine HNV**:

$$v_{MAX} = \sqrt{2CAPE} \quad (5)$$

Napríklad pri $CAPE = 1000 \text{ J/kg}$ by maximálna rýchlosť bola zhruba 45 m/s . Odhady rýchlostí stúpavých prúdov z experimentálnych meraní sú však nižšie a numerické simulácie uvažujúce prítomnosť kondenzačných produktov, vertikálne poruchy sily tlakového gradientu a vt'ahovanie okolitého vzduchu znižujú odhad rýchlosti zhruba na polovicu.

CAPE však reprezentuje energiu stúpavého prúdu nad HVK, čiže vnútri kopovitého oblaku. Na výpočet rýchlosti stúpavého prúdu medzi zemským povrchom a HVK sa používa hodnota **CIN**.

CIN je práca, ktorú je treba vykonať na zdvihnutie adiabaticky izolovanej častice vzduchu s nulovou počiatočnou rýchlosťou od zemského povrchu do HVK. Na výstupe je reprezentovaná plochou medzi krivkou teploty vzduchu a suchou adiabatou. Hodnota CIN je vyjadrená ako

$$CIN = -g \int_{z_0}^{z_{HVK}} \frac{T - T_E}{T_E} dz \quad (6)$$

Z CIN možno odvodiť rýchlosť v_{CIN} potrebnú na prekonanie záporného vztlaku vo vrstve povrch - HVK tak, aby bola častica vzduchu zdvihnutá do KKH s nulovou konečnou rýchlosťou:

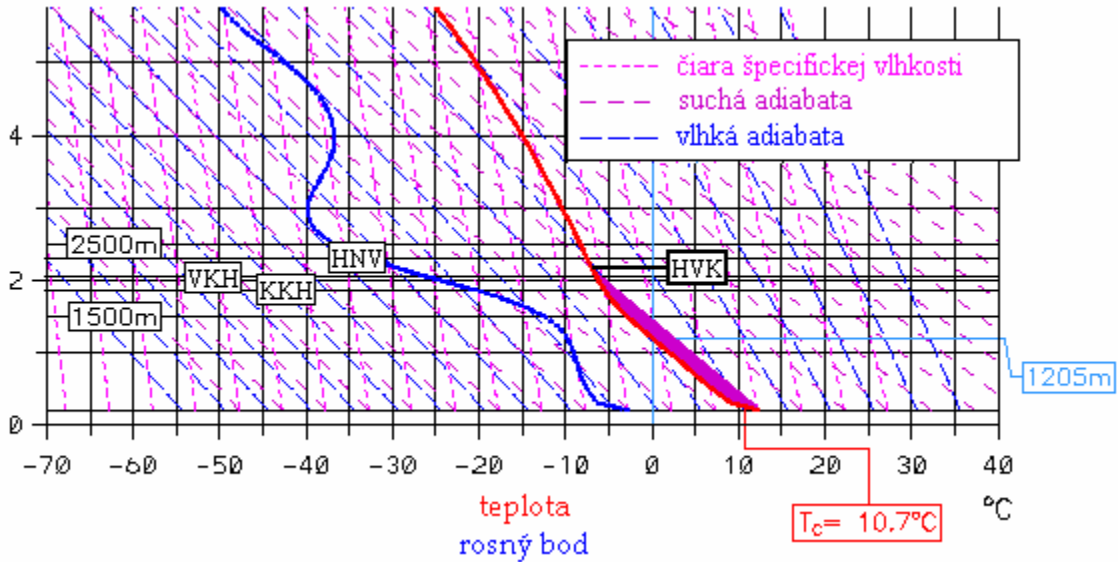
$$v_{CIN} = \sqrt{2CIN} \quad (7)$$

Napríklad pri $CIN = 25 \text{ J/kg}$ by bolo potrebné častici vzduchu dodať počiatočný impulz, ktorý by vyvolal vertikálnu rýchlosť asi 7 m/s .

Výpočty rýchlostí stúpavých prúdov sú natoľko komplikované a nepresné, že pre plachtára nemá význam sa nimi zaoberať. Dlhodobejším pozorovaním aerologických výstupov a ich porovnávaním so skutočnou rýchlosťou prúdov počas preletu môžeme zlepšiť náš odhad termických podmienok. Presné určovanie sily stúpavých prúdov nemá význam aj kvôli širokej variácii ich rýchlostí na rôznych miestach.

Prostredníctvom výstupu však môžeme rozlišovať slabé, priemerné a silné termické podmienky podľa miery instability, ktorú na obrázku 27 reprezentuje fialová plocha. Vidíme, že hladina voľnej konvekcie (HVK) sa nachádza nad KKH. To znamená, že teplota vzduchu pri povrchu prekročila T_c , takže základne oblakov sa počas

dňa zdvihnú do HVK. Navyše v hornej hranici konvektívnej vrstvy sa nachádza málo relatívnej vlhkosti, takže hladina nulového vztlaku (HNV) sa nachádza tesne nad HVK. Z toho môžeme usúdiť, že sa budú tvoriť ploché kopovité oblaky cumulus humilis a nehrozí vznik búrok.



Obrázok 26: Výsek z pseudovýstupu pre Nitru 22.4.2010 12:00 UTC, fialovou farbou je vyznačená plocha reprezentujúca energiu instability (Zdroj: www.shmu.sk)

Fotografia oblačnosti, ktorá vznikla 22.4.2010 nad Nitrou, takže v čase a mieste, pre ktoré bol pseudovýstup na obrázku 27 určený, je na obrázku 28. Plachtári, ktorí v tento deň leteli prelet 300 km v klubovej triede, dosiahli priemerné rýchlosti od 85 km/h do 95 km/h pri stúpaniach 2,5 – 5 m/s. Základne kumulov v nížinách boli okolo 2000 m a v horách okolo 2500 m. V 15-metrovej triede bol maximálny prelet 617 km uletený priemernou rýchlosťou približne 80 km/h pri dĺžke intervalu 8 hodín. Termické podmienky môžeme teda zhodnotiť za pomerne silné.



Obrázok 27: Cumulus humilis nad Nitrou 22.4.2010, 14:00 miestneho času. (Zdroj: súkromná zbierka autora)

Povieme si ešte pár slov o *maximálnej dennej teplote*. Vieme, že ak teplota na povrchu dosiahne teplotu voľnej konvekcie, základne oblakov sa budú nachádzať v KKH. To však neznamená, že počas dňa budú základne vždy vo výške KKH. To je len minimálna výška základní. Ak teplota na povrchu prekročí T_c , základne kumulov sa budú tvoriť v hladine voľnej konvekcie (HVK). Preto sa výšky základní počas dňa zdvíhajú. Pri dosiahnutí maximálnej dennej teploty sa aj základne kumulov budú tvoriť v maximálnej výške. Túto môžeme nazvať *maximálna KKH*. Je možné ju zistiť tak, že z maximálnej dennej teploty na výstupe vedieme suchú adiabatú a v mieste, kde pretne krivku priebehu teploty, sa nachádza bod, ktorý leží na maximálnej KKH. Maximálna denná teplota je zvyčajne dosiahnutá okolo 15-tej hodiny. Opäť je treba brať do úvahy, že niektoré materiály sa môžu zohriať na vyššiu teplotu a rovnako uhol dopadu slnečných lúčov ovplyvňuje teplotu, na ktorú sa zohreje prieliehajúca vrstva vzduchu. To sa rovnako odrazí na výške základne kumulov nad daným miestom. Preto sa môže stať, že niektoré základne môžu byť vyššie, prípadne nižšie ako ostatné.

Odhad termických podmienok nám môže pomôcť pri voľbe dĺžky trate preletu, ktorá je závislá od priemernej traťovej rýchlosti. Tá je priamo úmerná *priemernej rýchlosti stúpavých* prúdov, ale závisí aj od *množstva kopovitej oblačnosti*. Toto množstvo sa v meteorológii udáva podielom s ôsmimi dielikmi, pričom 0/8 znamená jasnú oblohu a 8/8 znamená oblačnú, respektíve zatiahnutú oblohu. Kategorizujú sa pojmy ako jasno, polojasno, polooblačno a zamračené. Existujú vzorce na určenie množstva konvektívnej oblačnosti, no opäť dávajú len hrubé odhady, takže je rozumnejšie na odhad použiť vlastné skúsenosti s pozorovaním výstupov a porovnávaním s reálnymi hodnotami.

3 NÁVRH POSTUPU PRI VÝBERE VHODNEJ LETOVEJ TRATE

Potom, ako sme vyhodnotili meteorologické podmienky pre daný deň, môžeme pristúpiť k plánovaniu preletu. Trať si môžeme voliť počas letu, a teda ju prispôbovať miestnym meteorologickým podmienkam. Z hľadiska tréningu na plachtárske súťaže je hodnotnejší uzavretý prelet s pevnými otočnými bodmi určenými pred letom. Na súťažiach sa používajú dva typy tratí:

- *trať s pevnými otočnými bodmi,*
- *trať s určenými oblasťami.*

Trať s pevnými otočnými bodmi pozostáva z niekoľkých otočných bodov, okolo ktorých sú myslené kružnice s polomerom 500 m. Pilot splní daný otočný bod, keď vletí do tejto kružnice takže musí byť vzdialený maximálne 500 m od otočného bodu. Úlohou pretekára je splniť všetky otočné body v danom poradí za čo najkratší čas, takže jeho priemerná rýchlosť bude čo najväčšia. Počet otočných bodov môže byť rôzny, no pre prihlásenie letu do internetovej plachtárskej súťaže je určený minimálny počet bodov, ktorý je zvyčajne 5.

Trať s určenými oblasťami pozostáva z otočných bodov, okolo ktorých sú myslené kružnice s veľkými polomerami, napríklad 20 km. Trať má teda minimálnu a maximálnu vzdialenosť, ktorá je daná najbližšími a najvzdialenejšími okrajmi kružníc. Pre pretekárov je stanovený minimálny čas splnenia trate, napríklad 2 hodiny. Pokiaľ by splnili trať za menej ako je minimálny čas, bude sa pri výpočte ich priemernej rýchlosti používať minimálny čas, čo priemernú rýchlosť zníži. Trať s určenými oblasťami volíme vtedy, keď nedokážeme presne odhadnúť meteorologické podmienky. Môžeme napríklad navrhnúť trať na 2 hodiny s minimálnou vzdialenosťou 120 km a s maximálnou 300 km. Pri splnení minimálnej vzdialenosti bude priemerná rýchlosť 60 km/h, no pri lepších podmienkach bude možné preletieť dlhšiu trať. Taktiku preletu pilot volí podľa konvektívnych podmienok v danej oblasti tak, aby bola jeho priemerná rýchlosť čo najväčšia.

3.1 Voľba dĺžky preletu

Faktory ovplyvňujúce dĺžku preletu:

- *výkonnosť vetroňa*
- *dĺžka termického intervalu*
- *predpokladané termické podmienky*

Trat' preletu musíme prispôbiť **výkonnosti vetroňa**, na ktorom plánujeme daný prelet vykonať. Vetrone sú rozdelené podľa niekoľkých kritérií do viacerých výkonnostných tried. Sú to hlavne trieda klubová, štandardná, 15-metrová, 18-metrová a voľná. Ako percentuálny rozdiel medzi jednotlivými lietadlami je možné použiť zoznam handicapov. Pri plnení trate s určenými oblasťami treba dávať pozor na splnenie minimálnej dĺžky trate 100 km. Táto dĺžka je upravená handicapom vetroňa, takže vetroň s handicapom 100 musí preletieť minimálne 100 km a s handicapom 120 minimálne 120 km. Pokiaľ neodletí toto minimum, let nemusí byť uznaný do internetovej plachtárskej súťaže.

Dĺžku termického intervalu je možné zistiť z pomerov teploty vzduchu a teploty voľnej konvekcie počas dňa. To platí len v prípade, že neočakávame výraznejšie zmeny meteorologickej situácie.

Predpoveď je napríklad, že T_c o 11:00 bude 25°C, o 14:00 bude 28°C, o 17:00 bude 27°C a o 20:00 bude 26°C a predpoveď teploty vzduchu je o 11:00 24°C, o 14:00 30°C o 17:00 bude 27°C a o 20:00 bude teplota 23°C. Môžeme usúdiť, že už pred 11:00 môžu vzniknúť prvé kumuly na kopcoch a okolo 11:30 sa bude oblačnosť vyvíjať aj nad rovinami. Najväčší vývoj konvektívnej oblačnosti bude okolo 14:00 až 16:00. Okolo 17:00 sa budú stále vyvíjať kumuly, no postupne ich bude ubúdať a okolo 18:00 môžeme očakávať ich úplný zánik. Zánik stúpavých prúdoch môžeme uvažovať v našich podmienkach približne o 19:00. Pre odlet na dlhú trať môžeme zvoliť odlet už o 11:00 až 12:00 a môžeme uvažovať s intervalom do 18:30, čo dáva čas na prelet 6,5 – 7,5 hod. To by malo pri bežných podmienkach s priemernou rýchlosťou okolo 70 až 75 km/h stačiť na 500km prelet v klubovej triede. Pri voľbe rýchlostného dvojhodinového preletu je ideálne využiť interval od 14:00 do 16:00.

Termický interval môže skrátiť príchod novej vzduchovej hmoty, v ktorej nie sú podmienky vhodné pre vznik konvekcie. Príchod novej vzduchovej hmoty je navyše obvykle spojený s príchodom frontu, ktorý jednoznačne znamená ukončenie preletu. Preto treba pri plánovaní dĺžky trate vykonať korekciu vzhľadom na kratšiu dĺžku intervalu. Môžeme napríklad očakávať príchod frontu o 17:00. V takom prípade nemôžeme plánovať dlhé trate, pretože interval sa oproti predošlému prípadu skrátil o 1,5 hodiny. Počasie však stále ponúka interval, ktorý by stačil minimálne na trať 300 km. Pre využitie najlepších podmienok je stále možné naplánovať rýchlostný prelet, pri ktorom je prílet plánovaný okolo 16:00.

Zo samotného určovania dĺžky intervalu nie je možné stanoviť efektívnu dĺžku trate. Je nutné poznať aj **predpokladané meteorologické podmienky** pre daný deň. Tie je možné vyčítať z aerologického výstupu, ktorý sme rozoberali v predošlej kapitole. Prišli sme na to, že z praktického hľadiska má význam kategorizovať termické podmienky na slabé, priemerné a silné. V klubovej triede pri tratiach do 300 km je možné k slabým podmienkam priradiť priemernú rýchlosť 60 km/h, k priemerným

podmienkam 80 km/h a k silným podmienkam rýchlosť 100 km/h. Tieto údaje sú len približné, ale vystihujú kategorizáciu termických podmienok. Maximálnu priemernú rýchlosť v daný deň je možné dosiahnuť, ak by sa prelet vykonal v najsilnejších denných podmienkach, napríklad od 14:00 do 17:00. Z toho vyplýva, že čím dlhšie trvá prelet, tým je výsledná priemerná rýchlosť nižšia, pretože zasahuje aj do slabších termických podmienok, než sú denné maximá.

Napríklad sme usúdili z aerologického výstupu, že termické podmienky by mohli byť priemerné a chystáme sa plánovať krátky rýchlostný prelet na vetroni z klubovej triedy, môžeme počítať s priemernou rýchlosťou 80 km/h. Za 3 hodiny je možné obletieť trať 240 km. Ak nám dlhší interval, napríklad 6 hodín, dovolí dlhý prelet, musíme počítať s menšou priemernou rýchlosťou, povedzme 70 km/h, čo nám umožní naplánovať trať dlhú 420 km. Pre trať 500 km a viac je nutný dlhý časový interval 6 – 7 hodín a silné termické podmienky. Z praxe vieme, že do kategorizácie termických podmienok by sme mohli zaradiť aj extrémne slabé podmienky, pri ktorých je priemerná rýchlosť okolo 50 km/h, alebo extrémne silné podmienky, kedy je možné uletieť 500 km vzdialenosť za 5 hodín v klubovej triede.

K voľbe dĺžky preletu je však lepšie pristupovať s miernou dávkou pesimizmu a pri plánovaní dlhých tratí treba preskúmať meniace sa termické podmienky počas celého dňa.

3.2 Voľba trate preletu

Faktory ovplyvňujúce trať preletu:

- *zakázané a obmedzené vzdušné priestory*
- *miestne termické podmienky*
- *smer a sila vetra*
- *zhoršujúce sa meteorologické podmienky*

Pri voľbe trate preletu sledujeme priestory, do ktorých umiestňujeme otočné body a ramená trate. V prvom rade je treba skontrolovať, ktoré **vzdušné priestory** sú zakázané, alebo obmedzené. Všetky priestory sú zakreslené v ICAO mape, ktorú vlastní každý plachtár a používa ju jednak pri plánovaní preletu, ale aj pri samotnom prelete. Tieto priestory je možné vyznačiť aj v navigačných prístrojoch GPS, ktoré sú modernou alternatívou ICAO mapy. Zoznam zakázaných a obmedzených priestorov pre každý deň je zverejnený v AUP správe. Je nutné dôkladne prečítať čas a dátum platnosti správy a časy zákazov, prípadne obmedzení jednotlivých vzdušných priestorov. Do týchto

priestorov v čase zákazov trať neplánujeme, no pokiaľ sa zákaz, prípadne obmedzenie vzťahuje na určitú dobu, je možné vzdušný priestor mimo tejto doby využiť.

Znalosť *miestnych termických podmienok* nám pomôže určiť, do ktorých oblastí je vhodnejšie predĺžiť trať a ktorým oblastiam je lepšie sa vyhnúť. Na to, aby sme mohli určiť miestne termické podmienky, je nutné analyzovať predpovede výstupov určené pre danú lokalitu. Pri relatívne vysokej vlhkosti vzduchu sú základne oblačnosti v malých výškach, takže je výhodnejšie plánovať trať do rovinného terénu. V hornatom teréne by sa mohlo stať, že vrcholce kopcov budú zasahovať do základní Cu. Každopádne let nad terénom s prevýšením 1000 m oproti doline a základňami Cu vo výškach 1200 m nie je ani pohodlný, ani bezpečný. Oproti tomu výška základní 1200 m nad rovným terénom je pre prelet úplne postačujúca. V prípade nízkych základní otočné body neumiestňujeme na vrcholoch kopcov.

Cez suchšie dni zas môžeme očakávať, že nad rovinami bude prevládať bezoblačná termika, prípadne len ojedinelá oblačnosť, no nad kopcami budú vytvarované ploché Cu so základňami vo výškach viac ako 2000 m nad morom. V takýto deň netreba váhať s plánovaním trate do hornatého terénu. Môžeme naplánovať trať aj do nížin, no treba rátať s miernym zdržaním z dôvodu ťažšieho hľadania stúpavých prúdov. Ideálnym prípadom je, že základne Cu sa nachádzajú dostatočne vysoko pre let v hornatom teréne a dostatočná vlhkosť spôsobí vznik Cu aj v nížinách. Vtedy hrá najväčšiu úlohu dĺžka trate, pretože jej smer môže byť akýkoľvek.

Smer a sila vetra výrazne ovplyvňujú výber vhodnej trate. Pri vetre so silou okolo 5 m/s a viac je nutné brať ohľad na záveterné svahy kopcov, za ktorými sa nachádzajú klesavé prúdy. Trať obvykle vedieme pozdĺž horských svahov, tak aby piloti počas letu mohli využívať toto prúdenie vo svoj prospech a neboli nútení vletieť do závetria. Preto ani otočné body neumiestňujeme do závetria kopcov. Takéto plánovanie má však hlavné opodstatnenie pri slabých podmienkach, kedy sú piloti odkázaní na svahové prúdenie. Pri silnejších podmienkach sa v smere vetra tvoria rady Cu. V takom prípade by trať v smere vetra mohla byť výhodná z hľadiska vysokých priemerných rýchlostí. Plánovanie trate teda opäť závisí od predpokladaných termických podmienok. Platí však pravidlo, že pri silnom vetre sa otočné body neumiestňujú do závetria kopcov a pri nízkych základniach na vrchole kopcov.

Počas letu môžu nastať zmeny počasia, ktoré môžeme vyhodnotiť ako *zhoršujúce sa meteorologické podmienky*. Príkladom je *tvorba búrok*. Tú môžeme predpovedať z aerologického výstupu. Väčšia pravdepodobnosť tvorby búrok bude nad hornatým terénom, keďže tu môže byť dosiahnutá vyššia teplota prízemného vzduchu. Ďalšou hrozbou je *zlievanie sa oblačných systémov* do obrovských neaktívnych celkov, ktorej podmienkou je vysoká relatívna vlhkosť a vysoká hustota stúpavých prúdov, ktorá je charakteristická pre hornatý terén. Takéto oblačné systémy môžu tvoriť aj Cu con, alebo Cb, z ktorých obvykle vypadávajú prehánky. Menej nebezpečnou hrozbou je

rozlievanie Cu do vrstvy Sc, ktorá zatieni povrch a spôsobí tak útlm termiky. V takomto prípade však prehánky obvykle nevznikajú a vrstva Sc sa môže v priebehu hodiny úplne rozpadnúť. Tento jav je znova odčítateľný z výstupu a vzniká, keď v hornej časti konvektívnej vrstvy sa nachádza inverzná vrstva, ktorá má pomerne vysokú relatívnu vlhkosť.

Medzi javy zhoršujúceho sa počasia neodmysliteľne patrí aj *príchod frontu*, ktorý zvyčajne termiku úplne eliminuje. Treba brať aj do úvahy, že front môže ovplyvniť počasie aj niekoľko stoviek km pred ním. Ak očakávame príchod frontu v popoludňajších hodinách zo západnej strany, je možné naplánovať kratšiu trať s tým, že prvé rameno budeme viesť na západ proti frontu a záverečnú časť preletu naplánujeme do východnej časti, ktorá ešte príchodom frontu nebude ovplyvnená. Treba však rátať aj so zosilňujúcim vetrom, ktorý je s príchodom frontu spojený a ktorý môže prekaziť dolet do cieľa. Posledný otočný bod by teda nemal byť situovaný ďaleko od cieľa v smere vetra. Pri situáciách s príchodom frontu treba byť obozretný najmä pri odhadovaní dĺžky intervalu a je treba nechať určitú časovú rezervu pre prípadný skorší príchod frontu a pre „pomalších“ pilotov. Vývoj termiky ovplyvňuje aj vysoká oblačnosť, často len tenká vrstva, ktorá sa viaže hlavne s príchodom frontu. Tá sa vplyvom lability ovzdušia rozpadá. S takýmto rozpadom je treba počítať a dá sa spozorovať na družicových snímkach. Hrubšia vrstva takejto oblačnosti má menšiu pravdepodobnosť na rozpad, no charakteristická je pre oblasť blízko frontálnej hrany, kedy už plachtárske lety neplánujeme.

Pri výbere trate nám výrazne pomôže sledovanie vývoja počasia počas viacerých predošlých dní, pretože zistíme, akú tendenciu má vývoj počasia. Zistíme, či sa labilizuje, stabilizuje, prípadne ubúda vlhkosti. Takýmto pozorovaním vieme zhruba určiť či sa budú plachtárske podmienky v nasledujúcich dňoch zlepšovať alebo zhoršovať.

4 ZÁVER

V práci bol objasnením procesov vzniku a techniky predpovede sledovaných meteorologických javov položený základný kameň teoretickej prípravy pre bezmotorové lietanie. Mladým a menej skúseným plachtárom môže táto práca pomôcť pri prvých termických letoch, no ponúka aj teoretické základy pre výkonné lietanie.

Uvedené informácie o postupe predpovedi počasia je možné používať v praxi pri príprave na každý plachtársky let. Na prehĺbenie teoretických poznatkov je treba porovnávať výsledky jednotlivých zdrojov, ktoré pri predpovedi využívame a zamýšľať sa nad ich vzájomnými súvislosťami. Pri bezmotorovom letaní je potrebné zbierať skúsenosti, ktoré treba mať podložené teoretickými znalosťami. Skúsenosť sa získava porovnávaním teoretických poznatkov so skutočnými situáciami a nie mechanickým opakovaním predošlých situácií. Takéto opakovanie by bolo vo väčšine prípadov neúspešné a plachtár by nevyužíval efektívne potenciál daného počasia.

Aj keď je práca zameraná na opis a predpoveď meteorologických javov počasia, poznatky v nej obsiahnuté sú základom pre voľbu taktiky pri súťažných letoch. Dáva teda priestor pre ďalší výskum v súvislosti s týmito taktikami a ich súhrnné spracovanie, ktoré by na túto prácu nadväzovalo. Všetky informácie, ktoré obsahuje je možné preskúmať hlbšie a vytvoriť dlhodobé porovnanie predpovedí počasia so skutočnými javmi pozorovanými počas plachtárskych letov.

ZOZNAM POUŽITEJ LITERATÚRY

- [1] HÁZA, L. a kol. *Plachtářská meteorologie*. Praha: Naše vojsko, 1956. 157 s.
- [2] HÁZA, L. a kol. *Meteorologie pro sportovní letce*. Praha: Naše vojsko, 1960. 241 s.
- [3] DVOŘÁK, P. *Termika*. Cheb: Svět křídel, 2002. 226 s. ISBN: 80-85280-83-3
- [4] GONČARENKO, V.V. *Technika a taktika letov v termike*. Bratislava: Alfa, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, 1981. 256 s.
- [5] WALA, T. *Metodika výcviku na kluzácích díl 3. – Sportovní výcvik*. Praha: ÚV Svazu pro spolupráci s armádou, 1982. 224 s.

PRÍLOHA A: VYBRANÉ DRUHY OBLAČNOSTI



Príloha A.1: Cirrus
(Zdroj: mountainsurvival.com)



Príloha A.2: Cirrocumulus
(Zdroj: www.picturesocial.com)



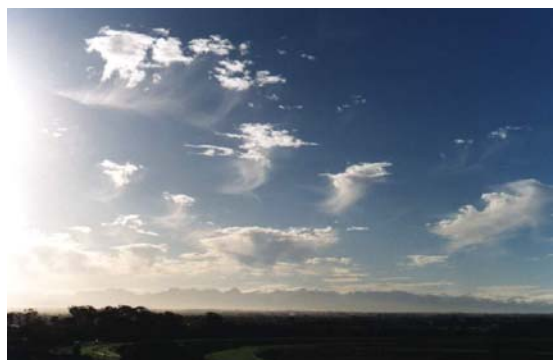
Príloha A.3: Cirrostratus
(Zdroj: www.capetownskies.com)



Príloha A.4: Altostratus
(Zdroj: blogs.roanoke.com)

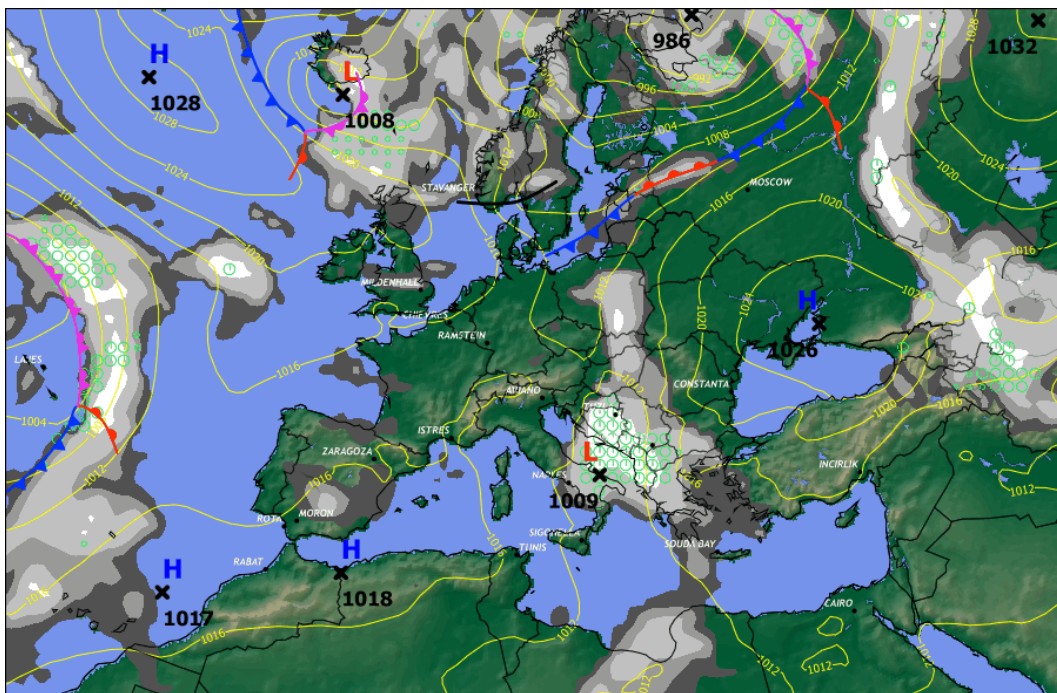


Príloha A.5: Cumulonimbus (Zdroj: www.shmu.sk)



Príloha A.6: Alto cumulus floccus (Zdroj: www.capetownskies.com)

PRÍLOHA B: PRÍZEMNÁ SYNOPTICKÁ PREDPOVEDNÁ MAPA



Príloha B.1: Prízemná synoptická predpovedná mapa so zakreslenou predpoveďou oblačnosti (Zdroj: www.wetterzentrale.de)