

050 01 00 00 THE ATMOSPHERE

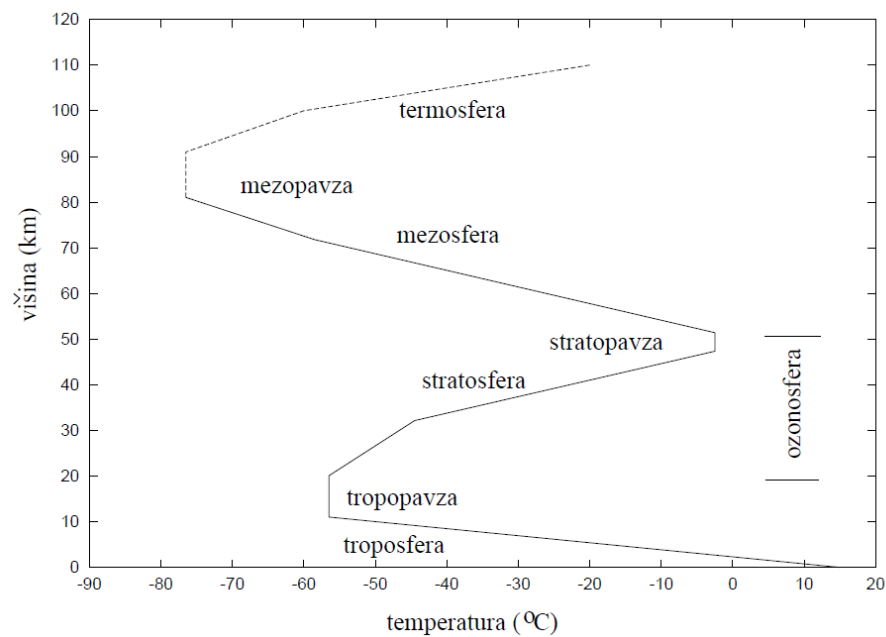
050 01 01 00 Composition, extent, vertical division

Tabela 1.1: Sestava suhega zraka pri tleh (vrednosti so zaokrožene; za standard ICAO glej dodatek A)

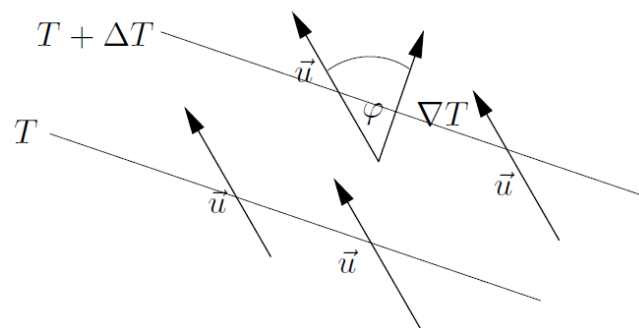
plin	molekulska masa M_i	volumenski delež (%)	masni delež (%)*
dušik N_2	28	78	75,5
kisik O_2	32	21	23,1
argon Ar	40	0,9	1,3
ogljikov dioksid CO_2	44	0,03**	0,05**

* masni delež je izračunan iz volumenskega, deleža z množenjem z M_i/M

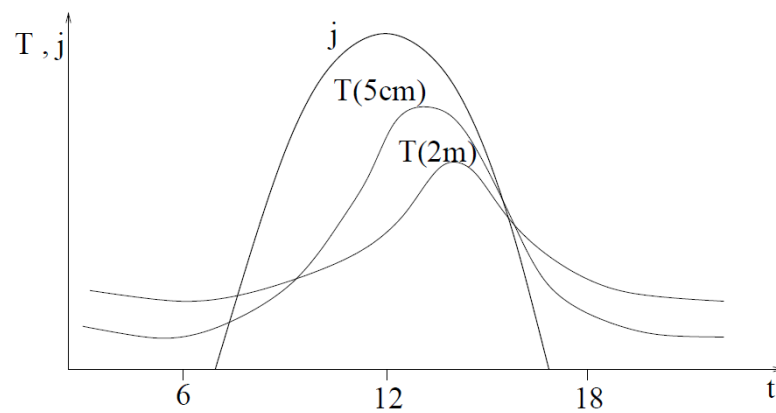
** pomembne spremembe od kraja do kraja in v času.



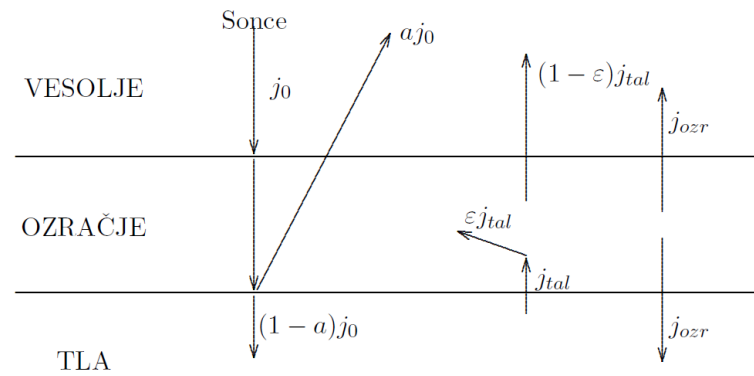
050 01 02 00 Air temperature



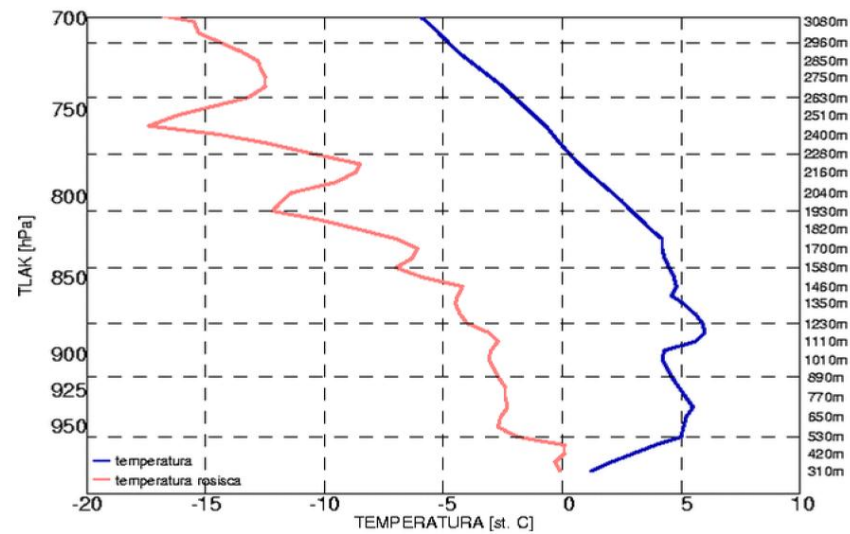
Slika 1.1: Advekcija temperature: veter piha prek temperaturnega polja.



Slika 1.2: Dnevni potek temperature zraka na višini 5 cm - $T(5\text{cm})$ in na 2 m - $T(2\text{m})$ in potek gostote energijskega toka sončnega obsevanja - j ob jasnem vremenu.



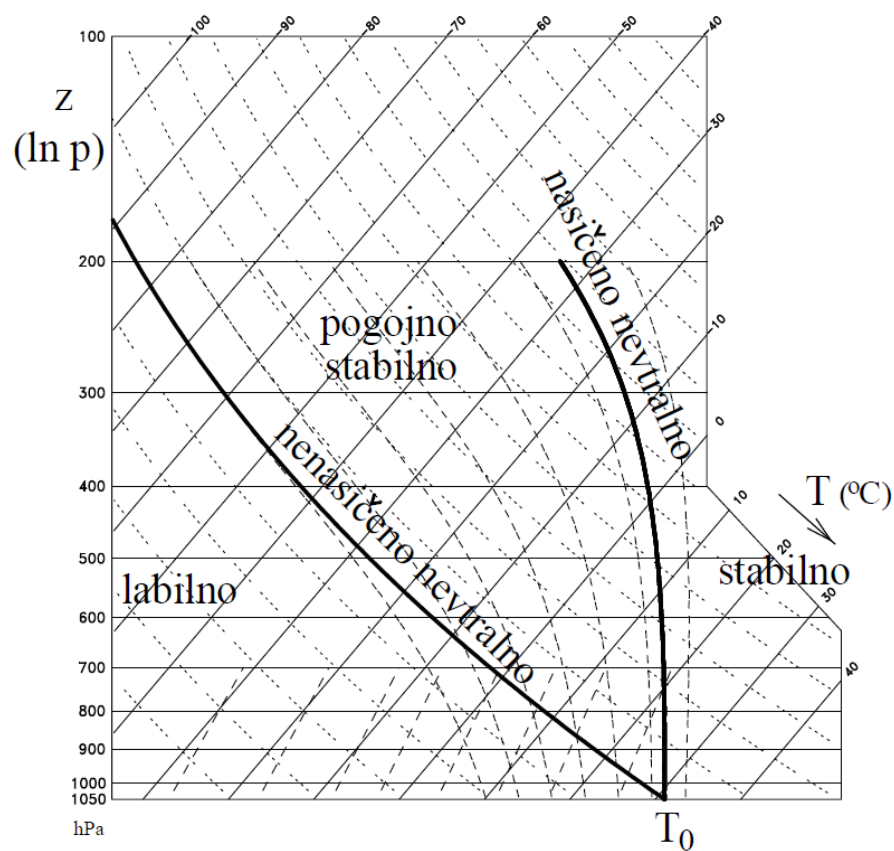
Slika 1.8: Triplastni model: vesolje – ozračje – tla. Prikazani so sevalni tokovi, absorptivnosti in emisivnosti.



Slika 1.9: Potek temperature (desna krivulja) in temperature rosišča (leva krivulja)

Stabilnost določimo na osnovi tega, kako se vertikalni pospešek spreminja pri pomikih navzgor oziroma navzdol:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{dw}{dt} \right) = \frac{d}{dz} \left(\frac{g(T - T_{ok})}{T_{ok}} \right) = \frac{g}{T_{ok}} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{T}{T_{ok}} \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} \right). \quad (1.47)$$



050 01 03 00 Atmospheric pressure

Kadar sta si v ravnovesju sili *vzgona* (\equiv *vertikalna komponenta gradientne sile*) in *teže*, velja po vertikali hidrostatično ravnotežje:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g. \quad (1.1)$$

Ker velja tudi enačba stanja za idealni plin: $p = \rho RT$, lahko gostoto, ki je v ozračju ne moremo preprosto meriti, v zgornji enačbi nadomestimo s tlakom in temperaturo, ki ju redno merimo $\rho = p/RT$, in dobimo:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{pg}{RT}. \quad (1.3)$$

Enačbo 1.3 integriramo od začetne višine in tlaka na tej višini: $z = z_1$ in $p = p_1$, do poljubne višine z in do tlaka p na tej višini:

$$\int_{p_1}^p \frac{\partial p}{p} = - \int_{z_1}^z \frac{g \partial z}{RT(z)}. \quad (1.4)$$

Pri tem se moramo zavedati, da temperatura zraka z višino ni konstantna. Za natančno integracijo enačbe, ki daje potek tlaka z višino $p(z)$, bi morali poznati potek $T(z)$. Podatke o temperaturi lahko dobimo npr. z merjenji z radiosondo. Če podatkov o poteku temperature z višino nimamo, se zadovoljimo s podatkom o povprečni temperaturi (ali pa s približno vrednostjo) v plasti med z_1 in z :

$$\langle T \rangle = \frac{1}{z - z_1} \int_{z_1}^z T(z) \partial z.$$

Pri takem načinu integracije dobimo potek tlaka z višino:

$$p(z) = p_1(z_1) \exp \left[-\frac{g(z - z_1)}{R \langle T \rangle} \right]. \quad (1.5)$$

Kadar pa vsaj približno poznamo potek temperature z višino, npr. da ga aproksimiramo z linearnim približkom: $T(z) = T_1(z_1) + \langle \partial T / \partial z \rangle (z - z_1)$, ko torej poznamo povprečen vertikalni temperaturni gradient v plasti:

$$\left\langle \frac{\partial T}{\partial z} \right\rangle,$$

tedaj je rezultat integracije:

$$p(z) = p_1(z_1) \left[1 + \left\langle \frac{\partial T}{\partial z} \right\rangle \frac{z - z_1}{T_1} \right]^{-\frac{g}{R \langle \frac{\partial T}{\partial z} \rangle}}. \quad (1.6)$$

Obe rešitvi veljata samo, če poznamo pravo povprečje temperature v plasti oz. pravilni linearni približek poteka temperature v plasti med z_1 in z .

050 01 06 00 Altimetry

Potek tlaka z višino uporabljamo tudi za določanje višine z aneroidnimi višinomeri – merjenje višine poimenujemo tudi *altimetrija*. Take aneroide kot višinomere uporabljajo npr. planinci ali letalci. Aneroid meri tlak in če je dobro umerjen, lahko izmeri tlak pravilno (natančno pač v skladu s svojo preciznostjo). Toda višina, preračunana iz (pravilno izmerjenega) tlaka, ni nujno pravilna. Iz enačbe (1.5) dobimo:

$$z(p) = z_1 + \frac{R\langle T \rangle}{g} \ln\left(\frac{p_1}{p}\right). \quad (1.9)$$

Da bi se izognili nejasnostim, so se predvsem za potrebe letalstva dogovorili za t. i. standardno ozračje oz. standardno atmosfero (glej poglavje ?? in dodatek A). Privzamejo, da je pri povprečni gladini morja zračni tlak $1013,25 \text{ hPa}$, temperatura $15 \text{ }^\circ\text{C}$, padec temperature z višino linearen $6,5 \text{ K/km}$ po vsej troposferi do povprečne višine tropopavze (11 km), kjer je temperatura $-56,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

S tem je v tej *standardni atmosferi* določen povprečni potek temperature z višino. Tak standard so tudi upoštevali, ko so zarisali skalo višine na vrtljivo skalo višinomera. Napakam pri določanju višine se s tem sicer ne izognemo, vendar velja za vsa letala, ki letijo nad nekim območjem in ki nastavijo isto vrednost izhodiščnega tlaka, enaka sistematična napaka. Ob mrazu višinomeri vsem kažejo preveč, v toplem ozračju pa vsem premalo. S tako sistematično napako se zato letala po višini razvrščajo v t. i. nivoje letenja, ki so dovolj vsaksebi, da ne pride do tega, da bi se dve letali znašli sočasno v istem koridorju na isti višini.

050 02 00 00 WIND

050 02 02 00 Primary cause of wind

050 02 02 01 Primary cause of wind, pressure gradient, coriolis force, gradient wind

Gradientna sila kaže tja, kamor zračni tlak najbolj pada. Za njen horizontalni del v naravnem koordinatnem sistemu velja:

$$-\frac{1}{\rho}\nabla_{hp} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}\vec{t} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}\vec{n}. \quad (1.11)$$

Na severni polobli deluje (sistemska) Coriolisova sila v desno od smeri horizontalnega gibanja. Sorazmerna je s hitrostjo, sorazmernostni faktor pa je Coriolisov parameter:

$$-f\vec{k} \times \vec{v}_h = -fV\vec{k} \times \vec{t} = -fV\vec{n}. \quad (1.12)$$

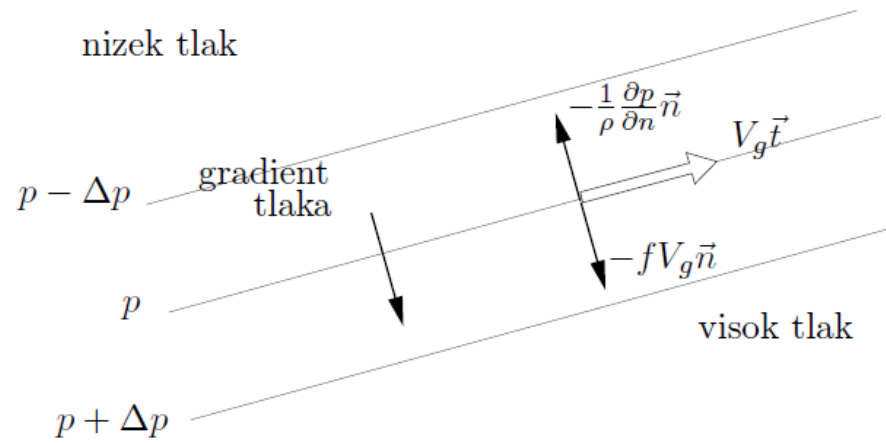
Sila trenja v našem poenostavljenem opisu (ko upoštevamo samo zunanje trenje) kaže nasproti povprečni hitrosti, s katero je sorazmerna, sorazmernostni faktor pa je koeficient trenja k :

$$\vec{f}_t = -kV\vec{t}. \quad (1.13)$$

Gibalna enačba ima torej v naravnem koordinatnem sistemu obliko:

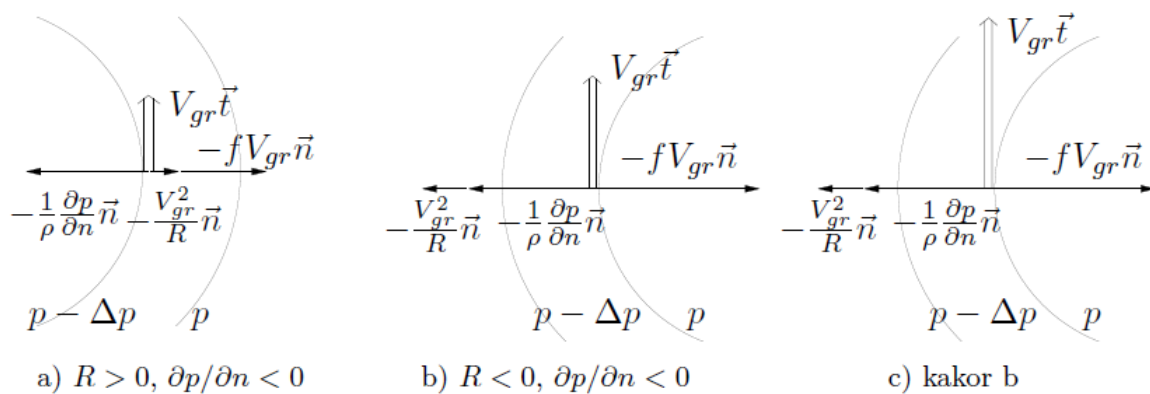
$$\frac{V^2}{R}\vec{n} + \frac{dV}{dt}\vec{t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}\vec{t} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}\vec{n} - fV\vec{n} - kV\vec{t}. \quad (1.14)$$

Geostrofski veter



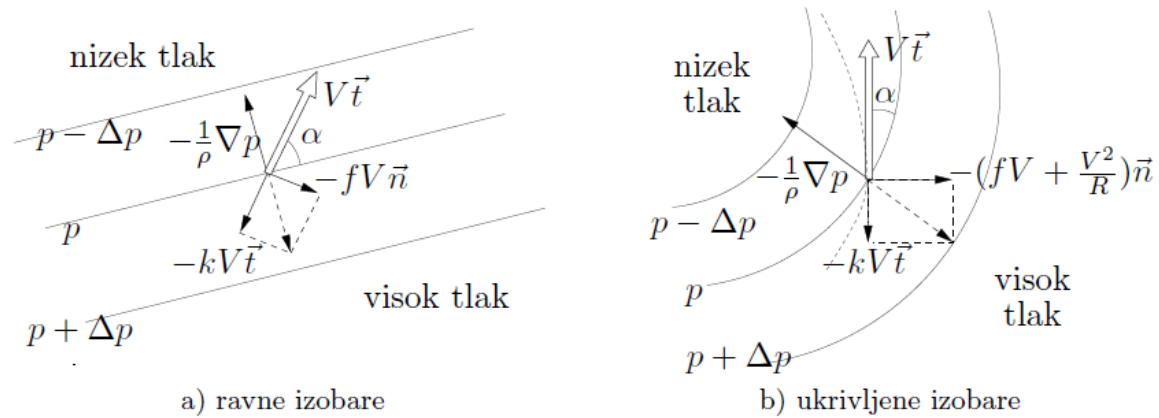
Slika 1.2: Ob ravnih izobarah piha geostrofski veter tako, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi strani, če gledamo v smeri hitrosti.

Gradientni veter



Slika 1.3: Nekateri načini gibanja pri ukrivljenih izobarah. Narisane so tri fizikalno smiselne rešitve za gradientni veter (od formalno možnih osmih rešitev); v naravi se vzpostavljata le prvi dve; druga možnost vedno prevlada nad tretjo, ki bi ob večji hitrosti pomenila tudi večjo kinetično energijo gibajočega se zraka.

050 02 02 02 Variation of wind in the friction layer



Slika 1.6: a in b: Vpliv trenja na tok zraka pri ravnih izobarah a) in pri ukrivljenih izobarah b). Polne črte so izobare, pri ukrivljenih izobarah pa je trajektorija narisana črtkano.

Trenje v ozračju je turbulentno!
 (Tukaj razložim bistvo turbulence v ozračju – vetrovno striženje ter stabilnost/nestabilnost. Različim, zakaj Reynoldsovo število ni uporaben priterij.)

050 02 06 00 Turbulence

* *Povprečna pot mešanja* l je mera za razdaljo, preko katere se po vertikali mešajo različno se gibajoči deli zraka. Turbulentni vrtinec, ki se z višine $z+l$ premakne navzdol na višino z , prinese tja svojo prejšnjo hitrost in tam torej povzroči spremembo (fluktucijo) hitrosti u' :

$$u' = u(z+l) - u(z) \approx l \frac{\partial u}{\partial z},$$

kjer imenujemo spremembo vetra z višino $\frac{\partial u}{\partial z}$ *vetrovno striženje*.

Rekli smo, da je turbulenca približno izotropna, neodvisna od smeri. Ker se torej slučajne motnje pojavljajo v vseh smereh enako pogosto in z enako intenzivnostjo, veljajo podobne zveze kot za u' tudi za v' in w' : $|v'| = |w'| = |u'| = l \frac{\partial u}{\partial z}$. Torej so korelacije med komponentami hitrosti po velikosti približno sorazmerne s kvadratom vetrovnega striženja:

$$|\overline{u'w'}| \approx l^2 \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]^2.$$

Pomen izraza $|\overline{u'w'}|$ je naslednji: če so (pozitivne) vertikalne motnje w' sistematično povezane – to je korelirane – s (pozitivnimi) motnjami horizontalne hitrosti, potem to pomeni prenos presežkov horizontalne hitrosti u' (in s tem gibalne količine) z vertikalnimi motnjami w' navzgor. V resnici merjenja pokažejo, da so pozitivno korelirane motnje u' z motnjami vertikalne hitrosti navzdol $-w'$. V turbulentnem toku zraka pri tleh se torej gibalna količina prenaša navzdol. Če še privzamemo, da je ponor povprečne horizontalne gibalne količine le v viskozni plasti tik pri tleh, sicer pa v spodnjih nekaj deset metrih ni divergence vertikalnega toka te gibalne količine, tedaj velja v (razen v viskozni laminarni plasti):

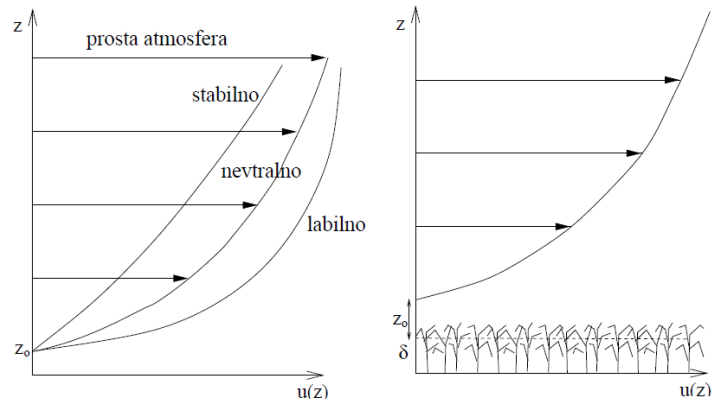
$$\frac{\partial(-\overline{u'w'})}{\partial z} \approx 0 \quad \Rightarrow \quad \overline{-u'w'} \approx l^2 \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]^2 \approx konst.$$

Odtod sledi, da je vetrovno striženje sorazmerno neki konstanti – *torni hitrosti* u_* :

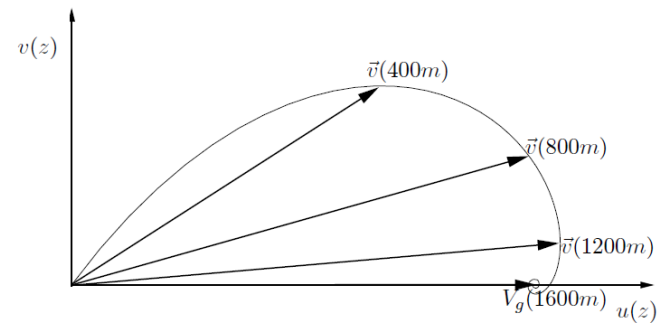
$$\frac{\partial u}{\partial z} \approx \frac{konst}{l} = \frac{u_*}{kz}.$$

Tako smo dobili oceno za potek vetra z višino. *

050 02 02 02 Variation of wind in the friction layer

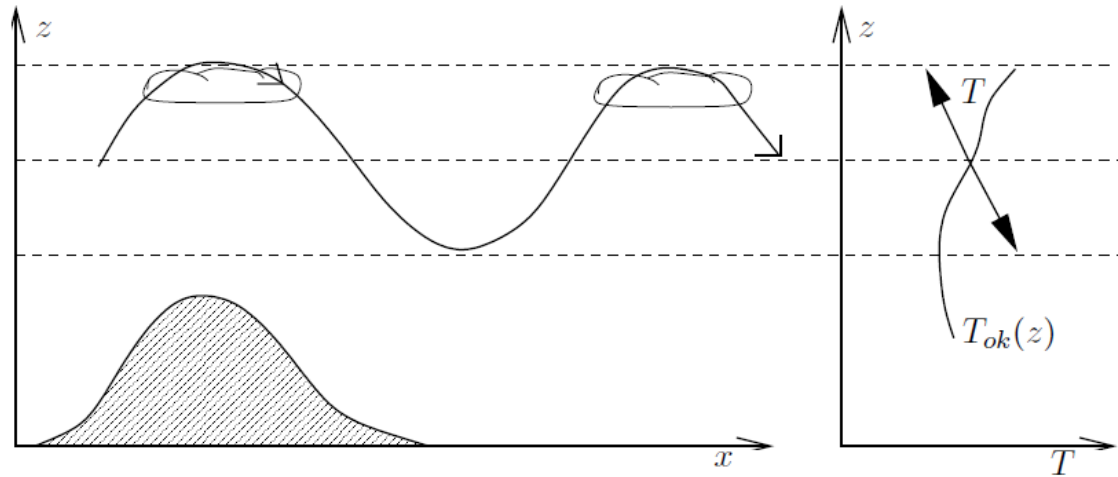


Slika 1.8: Logaritemsko naraščanje povprečne hitrosti vetra z višino (levo; za stabilno, nevtralno in labilno atmosfero). Desna slika kaže, da je nad strnjeno rastlinsko odejo nivo, kjer je povprečna hitrost nič, za δ dvignjen.



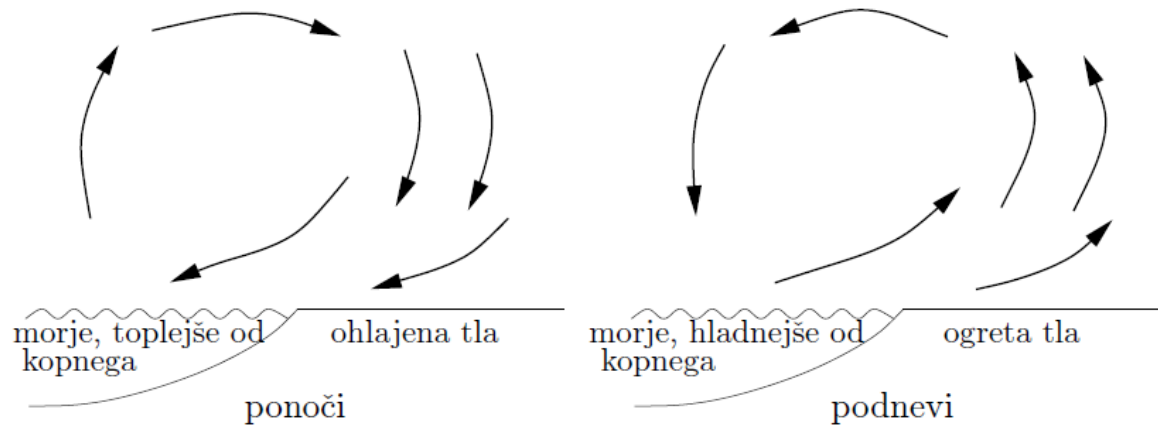
Slika 1.9: Ekmanova spirala, to je krivulja, ki povezuje vrhove vektorjev hitrosti vetra na različnih višinah v planetarni mejni plasti, konvergira v vrh vektorja geostrofske hitrosti. (Na tej sliki so narisani vektorji hitrosti vetra 400, 800 in 1200 m nad tlemi – pri tleh je hitrost enaka 0, na višini 1600 m pa privzet geostrofski veter. Obliko spirale določa še vrednost $\sqrt{\frac{2K_m}{f}}$; tu je izbrana vrednost 510 m.) Koordinatni sistem je izbran tako, da geostrofska hitrost V_g kaže smer u .

050 02 05 00 Mountain waves (standing waves, lee waves)



Slika 1.10: Zavrtni valovi nastajajo v stabilnem ozračju, ko veter piha preko gorskih pregrad. Če pri dviganju zraka pride do kondenzacije, se v vrhovih valov pojavljajo lečasti altokumulusni oblaki.

050 02 04 00 Local winds



Slika 1.7: Lokalni, zaključeni sistemi morskega in kopnega vetra. Pri tleh je veter antitriptičen, v višinah pa se vzpostavijo kompenzacijska gibanja, ki zaključijo kroženje zraka.

050 03 00 00 THERMODYNAMICS

050 03 03 00 Adiabatic processes

050 03 03 01 Adiabatic processes, stability of the atmosphere

$$dQ = mc_p dT - V dp. \quad (1.33)$$

Zaradi adiabatnosti je leva stran enaka 0, desno stran pa delimo z maso opazovanega dela zraka in dobimo:

$$0 = c_p dT - dp/\rho. \quad (1.34)$$

Gostoto ρ nadomestimo s pritiskom p in temperaturo T ; uporabimo plinsko enačbo za zrak

$$p = \rho RT, \quad (1.35)$$

kjer je R specifična plinska konstanta za zrak (287 J/kgK). Po preureditvi dobimo:

$$\frac{c_p}{R} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p}. \quad (1.36)$$

Enačbo integriramo od začetne temperature T_o do končne temperature T in od začetnega pritiska p_o do končnega pritiska p . Tako dobimo končno temperaturo T pri adiabatnem dvigu od p_o do p :

$$T = T_o \left(\frac{p}{p_o} \right)^{R/c_p}. \quad (1.37)$$

Adiabatno enačbo 1.34 lahko predelamo tako, da odvisnost od pritiska zamenjamo z odvisnostjo od višine z upoštevanjem hidrostatične aproksimacije:

$$dp = -\rho g dz, \quad (1.38)$$

tako da dobimo

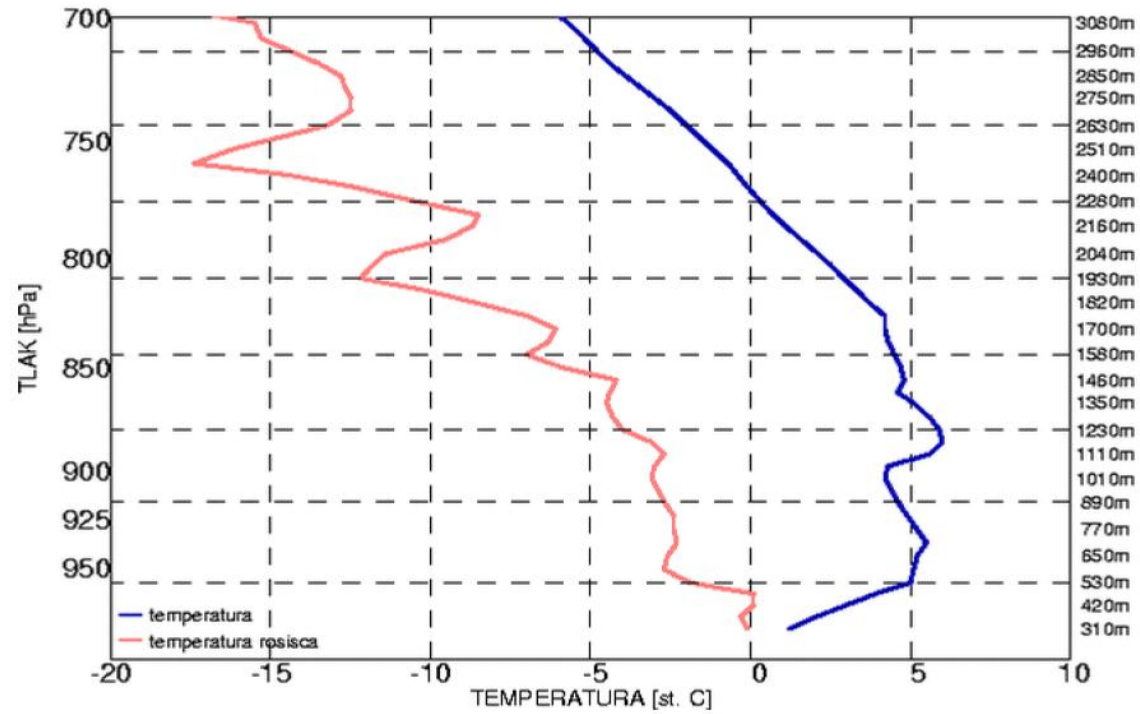
$$c_p dT = -g dz \quad (1.39)$$

oziroma

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \quad (1.40)$$

$$F_v/m - g = g \left(\frac{T - T_{ok}}{T_{ok}} \right). \quad (1.46)$$

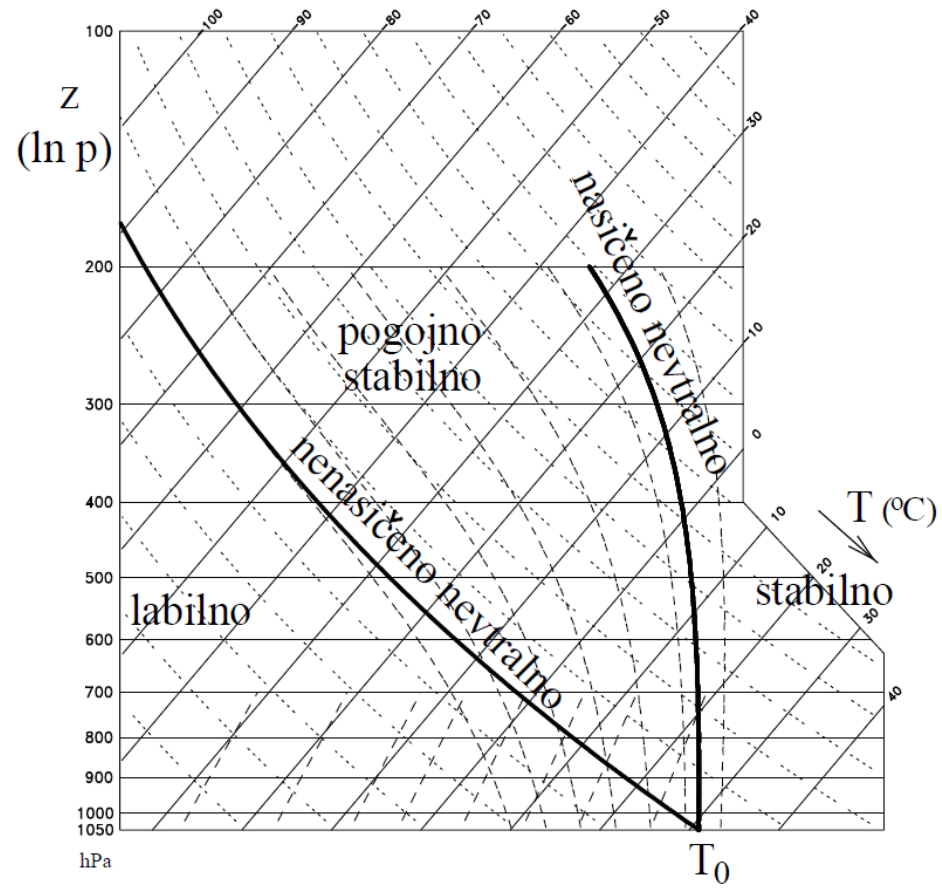
Kadar specifična gradientna sila ni uravnotežena s težo, povzroči vzgonski pospešek. Če je del zraka toplejši, kaže vektor vsote sil navzgor, del zraka se zaradi tega začne pospešeno dvigati, in obratno, če je hladnejši. Seveda začno takoj ob začetku gibanja na del zraka delovati tudi druge sile, med njimi je najpomembnejša sila upora. Z njo poimenujemo dva procesa hkrati: upor, ki je posledica gibanja dela zraka skozi preostali zrak, in turbulentno trenje, ki je posledica mešanja med delom zraka in okolico. Sila upora zelo hitro nevtralizira silo prostega vzgona, tako da vertikalno gibanje zraka ni več pospešeno pač pa enakomerno s stalno hitrostjo. Smer hitrosti kaže v smeri vzgonskega pospeška.



Slika 1.9: Potek temperature (desna krivulja) in temperature rosišča (leva krivulja)

Stabilnost določimo na osnovi tega, kako se vertikalni pospešek spreminja pri pomikih navzgor oziroma navzdol:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{dw}{dt} \right) = \frac{d}{dz} \left(\frac{g(T - T_{ok})}{T_{ok}} \right) = \frac{g}{T_{ok}} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{T}{T_{ok}} \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} \right). \quad (1.47)$$



050 04 00 00 CLOUDS AND FOG
050 04 01 00 Cloud formation and description

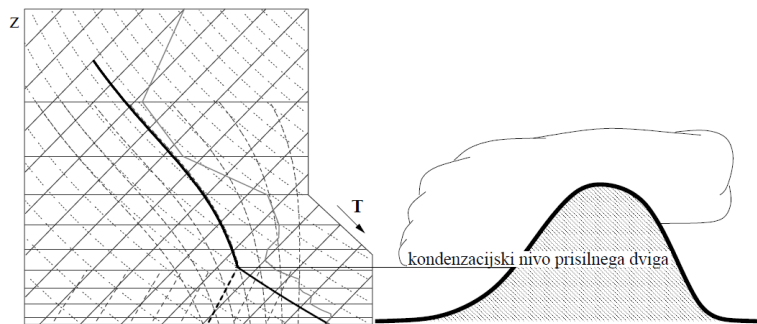
Zaradi povezave med nasičenim parnim tlakom in temperaturo v Clausius – Clapeyronovi enačbi (1.25), se mora pri nadaljnjem dviganju in ohlajanju iz vodne pare v kapljice izločiti vse več in več vode. Število oblačnih kapljic narašča, oblak se gosti. Pri kondenzaciji vodne pare pride do energijske spremembe, saj se ob kondenzaciji sprošča latentna entalpija. Za opazovani del zraka tedaj velja energijska enačba v obliki:

$$0 = c_p dT - dp/\rho + h_i dq_s. \quad (1.43)$$

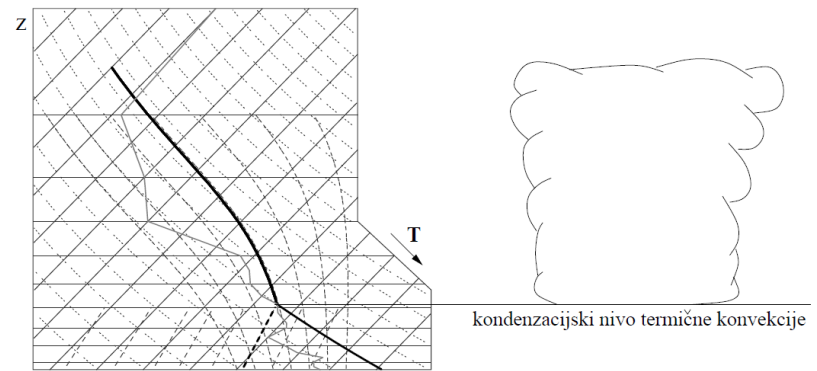
Delo za razpenjanje sedaj poteka na račun sprememb notranje energije (ohlajanje dvigajočega se zraka) in na račun sproščanja entalpije (utekočinjanje vodne pare). Tudi v tem primeru velja predpostavka o adiabatnosti: dvigajoči se oblačni zrak z okolico ne izmenjuje energije. Energijska enačba za nasičeni dvig oblačnega zraka (1.43) ni tako preprosto rešljiva kot enačba za dvig nenasičenega zraka, saj v členu pretvorbe latentne entalpije nastopajo spremembe nasičene specifične vlage, ki so povezane s spremembami nasičenega parnega tlaka, ta pa je s temperaturo v Clausius-Clapeyronovi enačbi povezana nelinearno. Po zamenjavi dq_s z $(dq_s/dT)dT$ in z upoštevanjem Clausius – Clapeyronove enačbe dobimo diferencialni izraz za spremembe temperature v odvisnosti od pritiska:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{1}{p} \frac{RT + h_i q_s}{c_p + h_i^2 q_s \epsilon / RT^2}, \quad (1.44)$$

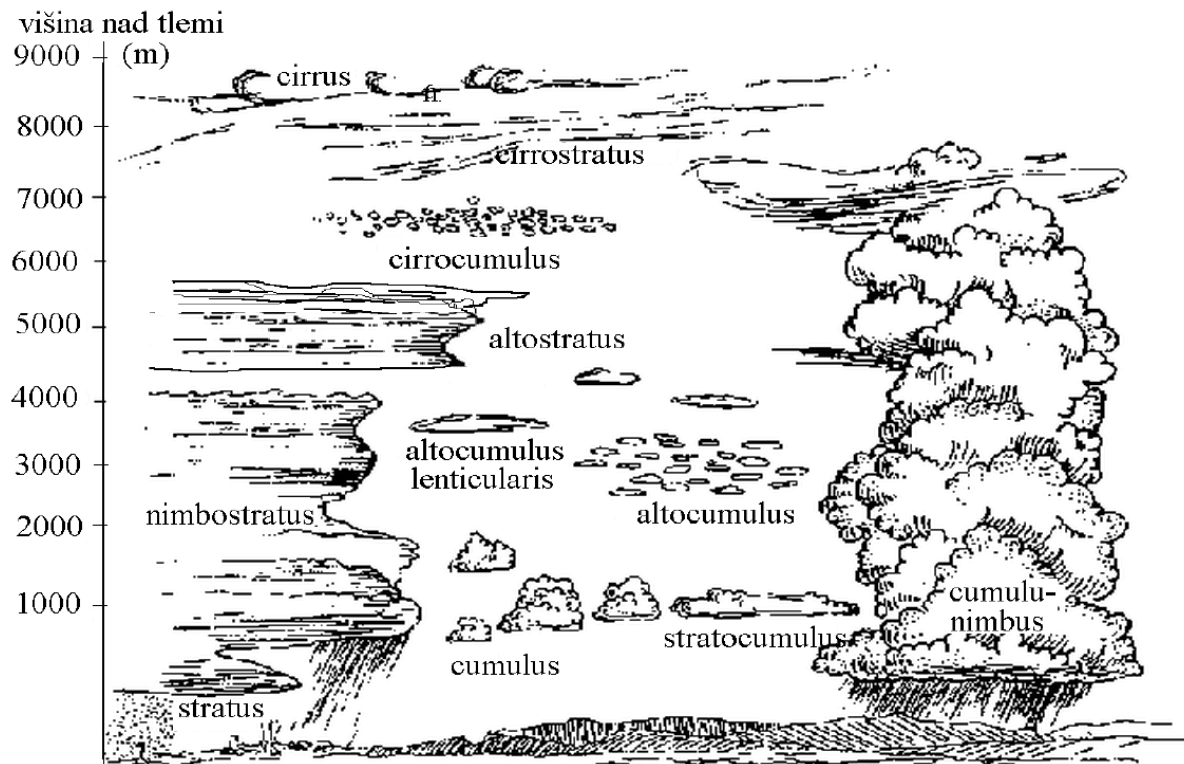
kjer smo z ϵ označili kvocient R_v/R .



Slika 1.12: Shematična predstavitev prisilnega adiabatnega dviga zraka v (z,T) diagramu, desno je narisana gorska pregrada z razsežnostmi oblaka. Tanka črta prikazuje izmerjeni potek temperature z višino, debela pa potek temperature dvigajočega se zraka. Debela prekinjena črta podaja potek sprememb temperature rosišča dvigajočega se zraka z višino.



Slika 1.14: Shematična predstavitev konvekcije zaradi pregretosti v (z,T) diagramu. Desno so narisane razsežnosti oblaka.



Slika 1.15: Rodovi oblakov v ozračju.

Megla

Za razliko od oblakov, ki nastanejo ob kondenzaciji vodne pare ob adiabatnem dviganju in ohlajanju zraka, nastane megla ponavadi zaradi diabatnega hlajenja zraka. Navadno megla nastaja pri tleh zaradi ohlajanja zraka ob hladnih tleh. Megla raste od tal navzgor. Večinoma tudi ostane pri tleh, včasih pa se preobrazi v oblak stratusne oblike. Megla je prav tako kot oblaki sestavljena iz drobnih oblačnih kapljic (lahko so tudi podhlajene) ali ledenih kristalov. Opazovalec znotraj megle ne more ugotoviti, ali je v megli ali v oblaku. Ker je megla ponavadi tik pri tleh, v njej ni vertikalnih premikov zraka in tudi horizontalna gibanja so ponavadi šibka. Pojav megle v okviru meteoroloških opazovanj definiramo tako, da je tedaj horizontalna vidnost (razdalja, do katere ločimo temne predmete med seboj) v vsaj eni smeri manjša od 1 km. Megla je gosta, če je horizontalna vidnost manjša od 100 metrov. Če je vidnost med 1 in 10 km, potem govorimo o meglici, zamegljenosti.

Megla se pojavi, ko pade temperatura zraka pod temperaturo rosišča. Že pred pojavom megle se lahko na hladnih predmetih, katerih površina se je ohladila pod temperaturo rosišča, začne izločati voda v obliki rose ali slane. Če je zrak onesnažen s higroskopnimi snovmi, se megla lahko pojavi že pri relativnih vlagah, ki so za do 25% odstotkov pod nasičenjem. V takem primeru govorimo o smogu (angl. **smoke + fog**) (mešanica dima in megle).

050 05 00 00 PRECIPITATION

Padavine se izločajo iz oblakov na različne načine. Intenziteta padavin je odvisna od temperaturne in vlažnostne stratifikacije ter od hitrosti dviganja zraka. Za izračun količine padavin, ki pade iz oblaka, predpostavimo, da je stanje v oblaku stacionarno, kar pomeni, da se oblak ne gosti in ne redči.

$$RR = \frac{1}{S} \frac{dm_a}{dt} = \frac{g}{h_i} \int_{baza}^{vrh} \rho(z)(1 - \beta)w dz. \quad (1.61)$$

Če je oblak od baze do vrha visok H in če izberemo primerne povprečne vrednosti gostote $\bar{\rho}$, vertikalne hitrosti \bar{w} in faktorja $\overline{1 - \beta}$, lahko poenostavljeno zapišemo:

$$RR = \frac{g}{h_i} \bar{\rho} (\overline{1 - \beta}) \bar{w} H. \quad (1.62)$$

*

Količina padavin je odvisna od tega, koliko je vlage v oblaku (od tega je odvisna razlika med nasičeno in nenasičeno adiabato, ozirna faktor $1 - \beta$), od tega kakšne so vertikalne hitrosti w (čim močnejše je dviganje, močnejše so padavine) pa seveda od debeline oblaka (med višino vrha in bazo). Ker je nasičena gostota vodne pare v zraku in s tem tudi razlika $1 - \beta$ odvisna od temperature, so ob toplem vremenu padavine lahko izdatnejše kot v hladnem.

- *Dež*: so debelejšje kaplje (s premeri nad 0,5 mm). Padajo iz oblakov rodov nimbostratus (Ns), kumululus (Cu cong) ali kumulonimbus (Cb). Včasih je dež podhlajen in ob stiku s predmeti zmrzne, nastaneta poledica ali požled. Če dežuje iz Ns so padavine ponavadi enakomerne, intenziteta pa se lahko spreminja. Včasih so med padanjem tudi časovni presledki brez dežja. Dež, ki pada iz Cb ali Cu cong, je ponavadi bolj neenakomeren, pada v obliki nalivov.

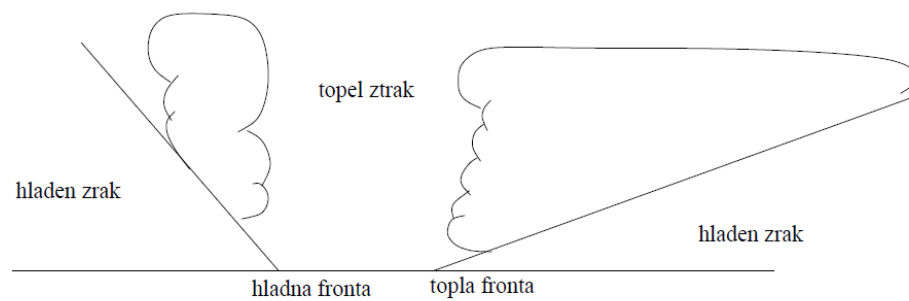
Trdne padavine so:

- *Sneg*: so ledeni kristali vejičaste oblike (dendriti), zlepki snežnih kristalov (snežinke, kosmi), zaivjeni kristali in snežinke. Oblika in velikost je zelo različna, odvisna od temperaturne in vlažnostne stratifikacije v oblaku in pod njim. Pada iz St, Ns, Cu cong, Cb.
- *Dež s snegom*: je mešanica dežja in snega ter talečega se snega.
- *Zmrznjeni dež*: je dež, ki je zmrznil pod bazo oblaka, ponavadi je v ledeni lupini še nekaj tekoče vode.
- *Babje pšeno*: so bela okrogla zaivjena zrnca, velikost od 1 do 5 mm, ponavadi pada iz konvektivnih oblakov.
- *Sodra*: so ledena zrnca, včasih oblita z vodo, pada iz Cb, po nastanku podobno kot babje pšeno, le da je zunanja lupina iz trdega ledu, velikost do 5 mm.
- *Toča*: so ledena zrna, včasih suha, včasih mokra, pada le iz Cb ob močnih nevihtah. Ledeno zrno ima ponavadi več plasti, nastalih ob nekajkratnem padanju in dviganju zrna v oblaku, v katerem so izrazita dviganja zraka. Nastaja podobno kot sodra, le da je velikost zrn nad 5 mm.

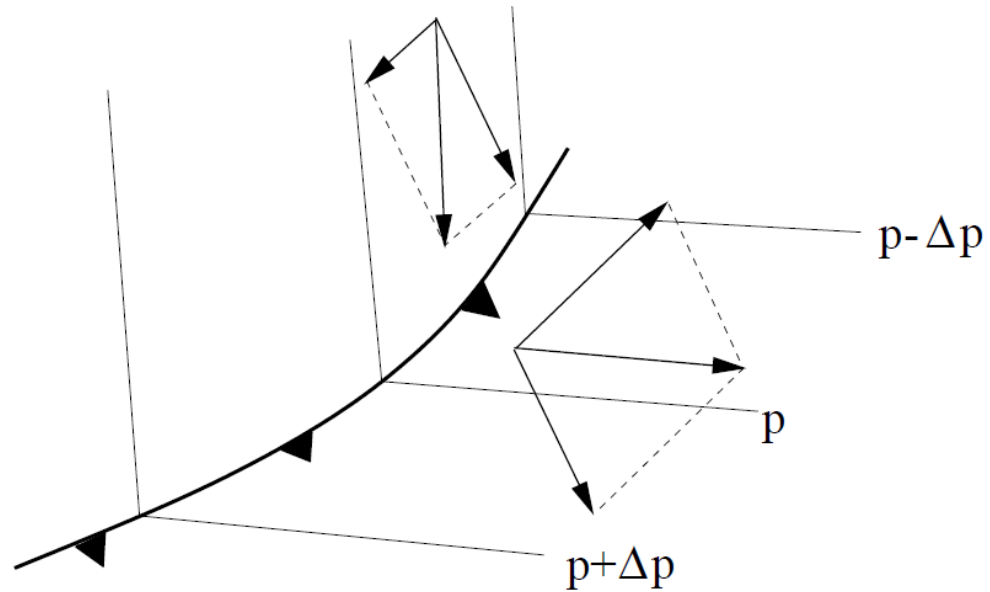
Poleg padavin, ki priletijo na tla iz oblakov, spadajo k padavinam še:

050 06 00 00 AIR MASSES AND FRONTS

- *Polarna maritimna zračna masa* se oblikuje nad severnim Atlantikom. Nad Evropo prihaja ob t. i. Islandskih ciklonih. Ta zračna masa je vlažna in pozimi le zmerno hladna, saj je severni Atlantik zaradi morskih tokov razmeroma toplo morje. Zanja so značilne enakomerne in neprekinjene padavine. Vreme je vetrovno, poleti so pogoste nevihte.
- *Tropska maritimna zračna masa* se oblikuje nad subtropskim Atlantikom, ponavadi povezano s t. i. Azorskim anticiklonom. Je topla in vlažna, zanjo je značilna slaba horizontalna vidnost. Ponavadi se k nam razširi poleti, tedaj je vroče in soparno, tudi s posameznimi vročinskimi nevihtami. Če se k nam razširi pozimi, so tedaj zanjo značilne izrazite temperaturne inverzije z meglo po kotlinah in nižinah, v višjih delih reliefa pa je vreme sončno in toplo.
- *Tropska kontinentalna zračna masa*, ki se občasno premakne tudi nad Evropo, nastaja nad Saharo. Je suha in topla in pogosto je v njej precej prahu. Če se razširi nad Sredozemlje in srednjo Evropo, je tedaj vreme poleti sončno in vroče. V hladnejšem delu leta nastopi odjuga, pojavljajo se inverzije. Megla je redkejša kot pri tropski maritimni zračni masi.



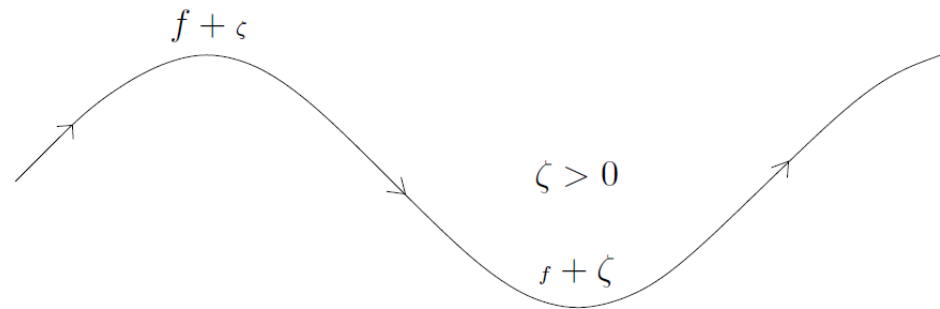
Slika 1.8: Vertikalni presek skozi južni del ciklona. Presek poteka v smeri črte BB na prejšnji sliki.



Slika 1.15: Fronta in vetrovi ob njej: normalni komponenti vetra sta enaki na obeh straneh fronte, tangencialni pa se morata razlikovati.

$$tg\alpha = \frac{\Delta z}{\Delta n} = \frac{\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_T - \left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_H}{\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_H - \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_T}. \quad (1.5)$$

050 07 00 00 PRESSURE SYSTEMS



Slika 1.4: Rossbyjevi valovi in ohranjanje absolutne vrtničnosti: v maksimumu vala je največja vrtničnost zaradi vrtenja Zemlje (f), v minimumu vala pa je največja relativna vrtničnost ζ

* Fazno hitrost Rossbyjevih valov lahko za idealizirane razmere (brezdivergentno polje vetra, brez vertikalnega striženja vetra, daleč stran od vplivov tal) razmeroma preprosto izpeljemo iz enačbe za ohranitev absolutne vrtnčnosti:

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = 0, \quad (1.1)$$

kjer je ζ *relativna vrtnčnost*, f pa Coriolisov parameter (glej poglavje 1.2.5). Vsota obeh predstavlja *absolutno vrtnčnost* η , ki je neposredno povezana z vrtilno količino. Vrtilna količina dela zraka je sestavljena iz dveh delov: prvi del je zaradi gibanja (vrtenja) zraka v atmosferi, drugi del pa je posledica tega, ker se vrti celotna atmosfera skupaj z Zemljo. Vrtilna količina se ohranja, če ni navorov.

Sklepamo lahko takole: Coriolisov parameter f se spreminja z geografsko širino ($f = 2\Omega \sin \phi$). Če se torej del zraka giblje v meridionalni smeri, prihaja v področja z drugačnim f . Da se ohrani absolutna vrtnčnost, se mu mora zaradi sprememb f spremeniti relativna vrtnčnost ζ . Če gre del zraka proti severu, se f poveča, ζ se mora zmanjšati in obratno, če gre za gibanje proti jugu.

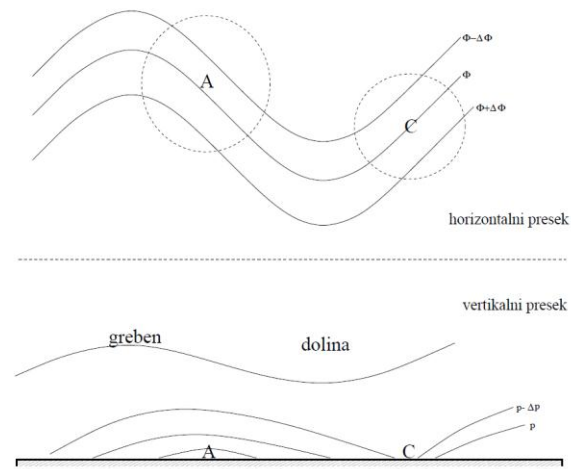
Zmanjšanje ζ pomeni, da se začetno gibanje zraka z juga proti severu odkloni na desno, del zraka se giblje po poti, ki se ukrivlja v anticiklonalnem smislu (slika 1.4).

Če hočemo enačbo 1.1 analitično rešiti, moramo vpeljati primerno tokovno funkcijo. Pokaže se, da je primerna tokovna funkcija geopotencial $\Phi(p) = gz$. Med geopotencialnim in pritiskovim poljem velja povezava:

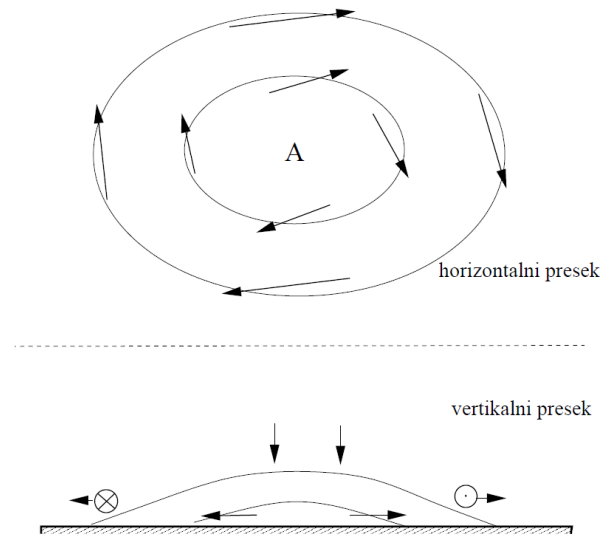
$$-\frac{1}{\rho} \nabla_z p = -\nabla_p (gz). \quad (1.2)$$

Rešitev enačbe za tokovno funkcijo so valovanja, ki imajo fazno hitrost podano z disperzijsko relacijo

$$c_f = U - 1/m^2 \frac{\partial f}{\partial y}, \quad (1.3)$$



Slika 1.5: Višinsko polje geopotenciala in polje pritiska pri tleh, v vertikalnem in horizontalnem prerezu so narisane izohipse in izobare.

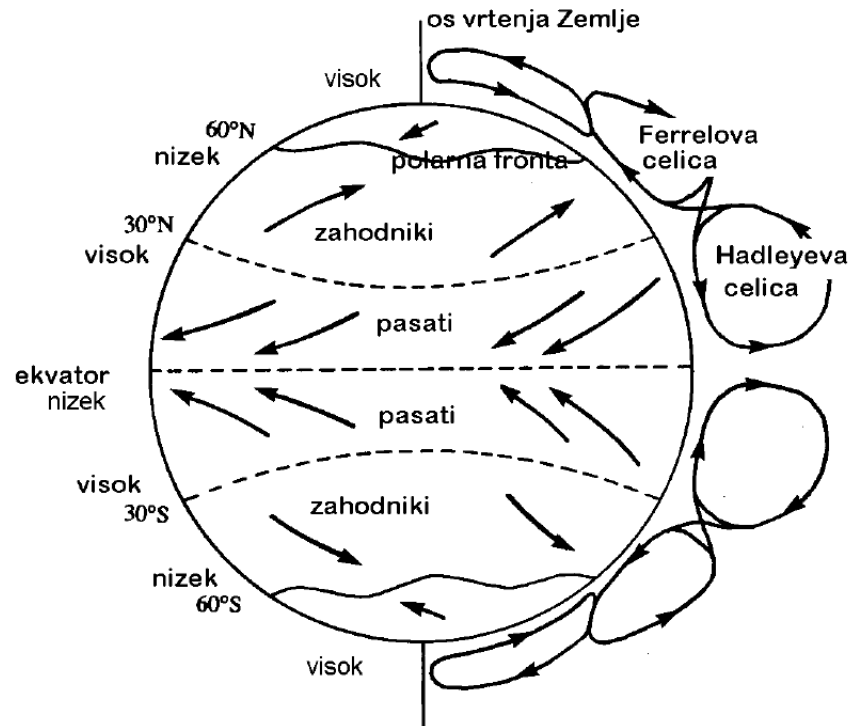


Slika 1.6: Anticiklon v tlorisu in v vertikalnem prerezu z vetrovi in spuščanjem zraka.

050 08 00 00 CLIMATOLOGY

050 08 01 00 Climatic zones

050 08 01 01 General circulation in the troposphere and lower stratosphere



Slika 1.2: Splošni vetrovi nad Zemljo. Prikazani so horizontalni vetrovi pri tleh, v vertikalnem preseku pa tudi vetrovi v poldnevniški in vertikalni smeri.

050 09 00 00 FLIGHT HAZARDS
050 09 01 00 Icing
050 09 01 01 Conditions for ice accretion

Zaledenitev letal v zraku je fizikalno podoben pojav kot žled ali kot rast toče. Če letalo pride v plast v oblaku, kjer so podhlajene kapljice, bodo te deloma primrzovale na letalo. Letalo je sicer konstruirano tako, da tok zraka čim boljše obteka letalo, toda tam, kjer so zastoji zraka, vseeno lahko pride do odlaganja ledu. Bel led nastaja ob hipnem zmrzovanju kapljic, ko je med njimi dosti zračnih mehurčkov. Če je oblak zelo vodnat in je kapljic, ki priletavajo na letalo veliko, kapljice ne morejo hipoma zmrzniti (sprošča se preveč latentne toplote), zato tekoča voda oblije letalo.

* Pri morebitnem kasnejšem zmrzovanju voda preide v gostejši prozorni led. Količina odloženega ledu je odvisna od časa, kako dolgo se letalo zadržuje v podhlajenem delu oblaka. Zaledenitev je posebno izrazita, če so v oblaku podhlajene kaplje dežja ali rosenja, saj je v tem primeru količina vode v zraku dosti večja, kot če bi bile v zraku le oblačne kapljice. Ker se letalo in zrak ob njem segrevata zaradi upora, lahko hitra in zmogljiva letala preprečijo zaledenitev tudi s tem, da še povečajo hitrost leta. S povečanim uporom dvignejo temperaturo izpostavljenih delov nad ledišče.

O tem govori Bernoullijeva enačba za zrak, ki vsebuje kapljice in ki s hitrostjo v priteka h krilu letala. Če je ob krilu $T_{krila} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$, od skupne mase kapljic m_a , ki imajo temperaturo T_k , en del lahko zmrzne (to je xm_a), drugi del pa ostane tekoč ($(1 - x)m_a$):

$$\begin{aligned} m_z c_p T + m_a c_a T_k + (m_z + m_a) v^2 / 2 f(P_r) = \\ m_z c_p T_{krila} + (1 - x) m_a c_a T_{krila} + x m_a c_l T_{krila} - x m_a h_t. \end{aligned} \quad (1.56)$$

Prandtlovo število P_r smo dodali zato, da povemo, da se zrak ob nekaterih delih krila povsem zaustavi, drugod pa ne (c_p , c_a in c_l so specifične toplote zraka, tekoče vode in ledu).

Če je $T_{krila} > 0 \text{ } ^\circ\text{C}$, na krilo ali na nos letala ne primrzne nič vode ($x = 0$), če pa je $T_{krila} < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$, potem primrznejo vse kapljice: ($x = 1$).

Kadar letalo leti v brezoblačnem zraku ($m_a = 0$), je gornja enačba uporabna za izračun segrevanja zraka zaradi upora:

$$\Delta T = T_{krila} - T = \frac{v^2}{2c_p} f(P_r). \quad (1.57)$$

050 09 02 00 Turbulence

Ponovno opozorim, da Reynoldsovo število **Ni** primeren kriterij za turbulence v zraku!
Razložim Richardsonovo število

$$Ri = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$$

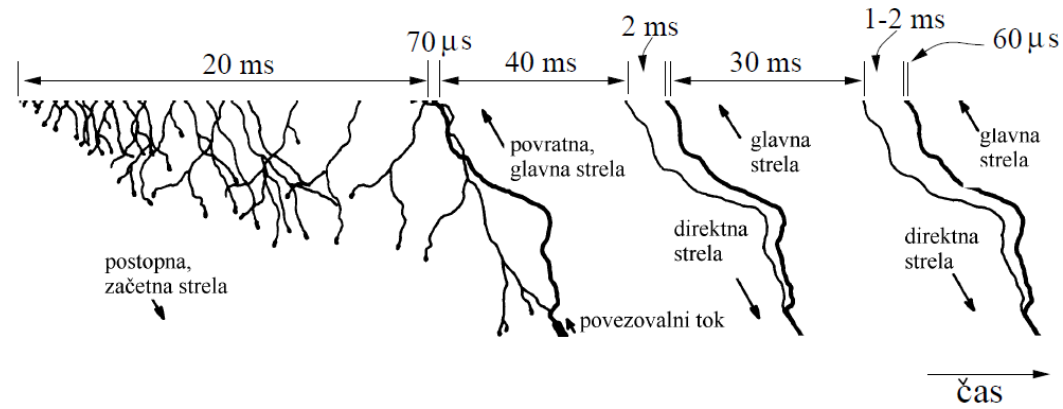
kot razmerje
med pospeševanjem/dušenjem turbulence z neuravnoteženim vzgonom
ter med pospeševanjem turbulence z vetrovnim striženjem.

050 09 03 00 Wind shear

Prandtllov opis

050 09 04 00 Thunderstorms

Spet turbulenca, spet vetrovno stiženje, spet toča, pa tudi strele...



a)



b)

Slika 1.5: Shematičen prikaz postopnega napredovanja začetne strele, glavne povratne strele ter ponovitev, ki se pričnejo z direktno strelo (a), in skica tistega, kar se nam kaže kot en blisk (b) (po Iribarneju in Choju, 1980).

050 09 05 00 Tornadoes

Opišem tipični nastanek in enačbo za hitrost v njem:

$$\frac{V_c^2}{R} \vec{n} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n}. \quad (1.26)$$

ter poudarim:

Poudarimo razliko med tornadi in tropskimi cikloni (hurricani, tajfuni). Tornadi so sorazmerno majhni, nekaj sto metrov široki vrtinci pod nevihtnimi oblaki. Vrtenje je zelo hitro in radij tako majhen, da centrifugalna sila močno prevlada nad Coriolisovo silo: zanje torej velja ciklostrofsko ravnovesje med gradientno in centrifugalno silo. Tropski cikloni pa so sorazmerno veliki (premera nekaj sto kilometrov) in nastajajo razmeroma daleč od ekvatorja, kjer vpliv Coriolisove sile ni zanemarljiv. Pri svojem premikanju skoraj nikoli ne zaidejo prav do ekvatorja (kjer je Coriolisova sila zanemarljivo majhna), zato zanje ne velja ciklostrofsko, ampak gradientno ravnovesje.

050 09 09 00 Visibility reducing phenomena

Zmanjšana *vidnost* je v ozračju posledica motnosti ozračja zaradi povečanega števila delcev v zraku. Na delcih, ki so približno tako veliki, kot je valovna dolžina svetlobe, se svetloba siplje, zato je vsak zase vir sipane svetlobe. Vsaka kapljica megle npr. sipa svetlobo na vse stani in deluje kot drobno svetilo. Zato je megla bela. Po drugi strani pa to, da vsaka kapljica "sveti", pomeni tudi, da morebiten črni predmet, če ga gledamo od daleč, ni več viden kot črn, saj je med njim in opazovalcem vse več in več svetlečih se kapljic. Zato vse bolj in bolj izginja v sipani svetlobi. Kontrast črnih predmetov na svetlem ozadju (npr. na nebu) z oddaljenostjo slabi. Ko pade pod določeno mejno vrednost, kontrast izgine in predmeta ne vidimo več. Razdalja, na kateri nam predmeti podnevi niso več vidni, je razdalja vidnosti. Ponoči določamo vidnost tako, da opazujemo zaznavnost luči znanih moči v odvisnosti od razdalje. Opazujemo oslabitev svetlobnega toka od svetila proti opazovalcu, torej drugačen pojav, kot pri vidnosti podnevi. Zato je potrebna uskladitev obeh metod opazovanja, saj želimo tudi ponoči ocenjevati motnost ozračja, ki se ujema s podatkom o vidnosti, ki smo jo ugotovili podnevi.

Velikokrat je vidnost v neko smer dobra, v nasprotno smer pa npr. slabša. *Meteorološka vidnost* je pojem, ki označuje najmanjšo vidnost od vseh vidnosti v katerikoli smeri. Drug pojem, ki je pomemben v letalstvu, je *vidnost vzdolž letališke steze*. Ta ni odvisna le od motnosti ozračja, temveč tudi od opremljenosti letališča: čim boljše so npr. luči, ki označujejo stezo, tem bolje se to stezo vidi ob sicer enako motnem ozračju. Pa še nekaj: ponoči se luči vidijo dlje kot podnevi. Torej je pomembna tudi splošna svetlost, svetlost ozadja. Zato je vidnost vzdolž letališke steze izračunana količina, ki upošteva motnost, opremljenost letališča in jakost morebitnih luči ter splošno svetlost.

050 10 00 00 METEOROLOGICAL INFORMATION

Pri predavanjih dam glavne, osnovne informacije o METAR, SPECI, TAF. GAFOR, Significant weather chart, VOLMET itd.

Praktično delajo s tem pri vajah.