Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

0 150133 --

U N I V E R Z A V L J U B L J A N I

PRIRODOSLOVNA FAKULTETA

Dr. Reya Oskar:

M E T E O R O L O Š K I E L E M E N T I

(Skripta za I.letnik)

Državna založba Slovenije 1951.

T 150133

II 150133

D 859/1958

U V O D.

Meteorologija je že pri starih Grkih pomenila nauk o nadzemskih stvareh, to je takih, ki so dvignjene nad zemljo. Danes je ta pomen prešel v nauk o ozračju, zlasti o vremenu. Pri izgovarjavi te besede moramo paziti, da izgovorimo vedno meteorologija in ne metereologija. Ta napačna izgovorjava in tudi pisava se zelo pogosto dogaja.

Pod vremenom razumemo stanje ozračja, ki traja v nekem določenem trenutku. Vreme se stalno spreminja od trenutka do trenutka in od dneva do dneva. Vreme ni torej nič stalnega. Pod podnebjem ali klimo kakega kraja pa razumemo neke fizikalne poteze ozračja, ki so karakteristične samo za neki določeni kraj. Tudi beseda klima ali klimatologija je grškega izvora in je prvotno pomenila strmino ali naklon sončnih žarkov, zlasti pa vpliv strmine sončnih žarkov na segrevanje zemlje. Danes pa pomeni klima splošno podnebje nekega kraja, ki je nekaj stalnega in kar se v splošnih potezah ponavlja vsako leto. Tako je n.pr. za mesto Ljubljana karakteristična jesenska megla, za mesto Trst pa zimska burja. To sta dve klimatski potezi teh dveh krajev.

Meteorologija je bolj fizikalno proučavanje ozračja, medtem ko je klimatologija bolj geografskega značaja. Če hočemo opisati vreme ali podnebje, izrazimo to s takozvanimi meteorološkimi elementi. Ti so

1) zračni pritisk,
2) temperatura zraka,
3) vlaga v zraku,
4) veter.

Te elemente bomo po vrsti obravnavali. Razložili bomo njihov pojmm in način njihovega merjenja z odgovarjajočimi instrumenti. Nato si bomo te elemente skupno ogledali na vremenskih kartah. Tako skupno proučavanje vseh elementov naenkrat tvori sinoptično (skupaj gledano) meteorologijo.

Najmlajša veja meteorologije je aerologija, ki pa si jo bomo ogledali samo bežno. Ta proučuje meteorološke elemente izključno v visokih plasteh atmosfere.

Z R A Č N I P R I T I S K

Zračni pritisk na zemeljsko površje. Zrak je nevidna mešanica plinov, ki ga sestavljata v glavnem dva plina, dušik in kisik. Dušika je nekako 79, kisika 20 prostorninskih %. Poleg teh dveh plinov sestavljajo zrak še nekateri drugi plini, kakor helij, argon, ksenon in drugi, ki pa nastopajo v zelo majhni meri. V zraku se nahajata v majhnih količinah še dva plina, ki pa sta za življenjske potrebe silno važna. Prvi je ogljikov dvokis, to je plin, ki ga izdihujejo živali in človek in ki nastaja pri gorenju. Brez njega bi rastline ne mogle živeti. Drugi plini so vodni hlapi, ki nam dajejo padavine in s tem vodo.

Vsa ta mešanica plinov, z eno besedo zrak, leži na zemeljskem površju in obdaja vso zemljo kot nekak plinski plašč. S tujo besedo

imenujemo ta plašč atmosfera. Atmos pomeni v grščini hlape, paro, sapo, od tod nemška beseda atmen - dihati. Sfera ali sfaira pomeni kroglo. Atmosfera obdaja torej zemljo kot nekak kroglasti plašč.

Vemo, da so vse snovi sestavljene iz majhnih delcev, ki jih imenujemo molekule. Te se z mehaničnimi sredstvi ne dado več dalje deliti, kemično jih pa lahko še naprej razstavljamo. Molekule so več ali manj skupaj stlačene, kakor je pač snov trdna, tekoča ali plinasta. V plinih molekule najbolj streme narazen, zato jih moramo imeti zaprte v posebnih posodah. Gibanje molekul v plinih povzroči udarce na stene posode, kar zaznavamo kot pritisk ali napetost plina. Pritisk plina je torej usmerjen v vse strani v prostoru. Iste razmere vladajo tudi v plinastem ozračju. To lahko ugotovimo s takozvanim aneroidnim barometrom, ki ga bomo kasneje bolj podrobno obravnavali. Če postavimo aneroid v katerokoli lego, vodoravno, poševno, navpično ali ga lahko tudi narobe obrnemo, vedno kaže enak zračni pritisk.

Zamislimo si neko poljubno točko v atmosferi. Pritisk zraka v tej točki si predstavljamo na sledeči način. Recimo, da je ta točka središče ploskve 1 cm^2. Zračni pritisk v tej točki je potem celokupen pritisk zračnih molekulov na to enoto ploskve, pa naj ima ploskev kakršnokoli lego. Vzemimo n.pr. vodoravno ali horizontalno lego. Nad horizontalno ploskvijo se dviga zračni steber, ki se razteza od te ploskve navzgor do vrha atmosferskega plašča. Kako debel je ta plašč, bomo kasneje videli. Ta zračni steber drže navzgor udarci zračnih molekulov, ki udarjajo od spodaj navzgor na spodnjo stran ploskve. Ta pritisk od spodaj navzgor je v ravnotežju s težo zgornjega zračnega stebra. Tako pridemo do razlage zračnega pritiska, da je zračni pritisk enak teži zračnega stebra na enoto ploskve, ki se razteza od te ploskve navzgor do koder atmosfera sploh sega.

Pritisk zraka na zemeljsko površje je torej teža zračnega stebra s prerezom 1 cm^2.

Zračni pritisk pride v vsakdanjem življenju najbolj do izraza pri vodnih sesalkah. V vsaki šolski fiziki je opisan ustroj vodne sesalke in tu izvemo, da potiska zunanji zračni pritisk vodo v cev sesalke, medtem ko z batom redčimo zrak v notranjosti cevi. Prav vodna sesalka je bila tista priprava, ki je napotila človeštvo, da je izračunalo velikost zračnega pritiska. Leta 1643 so v italijanskem mestu Firenzi skopali vodnjak, ki je bil čez 10 metrov globok. Ko so hoteli s sesalko dobiti vodo iz njega, so opazili, da potegne sesalka vodo samo do višine 10 metrov. Tedanja učenjaka Viviani in Toricelli sta ta pojav razlagala tako, da zunanji zračni pritisk ne more v cevi potisniti vode višje kot 10 metrov. Da bi to dokazala, sta poizkusila razrešiti to zadevo s težjo tekočino, z živim srebrom.

Vzela sta približno 1 meter dolgo stekleno cev, ki je bila na enem koncu zavarjena in jo napolnila z živim srebrom, drugi konec pa sta zamašila s prstom in nato cev pokončno postavila v skledico, kjer se je tudi nahajalo živo srebro. Ko sta odmaknila prst, bi pričakovali, da steče vse živo srebro iz cevi. Pa ni bilo tako. Živega srebra je izteklo približno komaj 24 cm, tako da je znašala višina živega srebra v cevi nekako še 76 cm. Pojav sta razlagala na sledeči način. Zračni pritisk pritiska na površino živega srebra v skledici. Po živem srebru se ta pritisk prenese na živo srebro tik pod cevjo, kakor nam to prikazuje slika 1. Živo srebro v cevi pritiska zaradi svoje teže navzdol. Pritisk živega srebra v cevi in zunanji zračni

pritisk si torej držita ravnotežje.

Zunanji zračni pritisk je tedaj prav tako velik kakor pritisk ali teža živega srebra v cevi. Recimo, da znaša površje prereza cevi 1 cm^2. Gostota, to je teža 1 cm^3 živega srebra, znaša 13,59 g/cm^3, teža živosrebrnega stebra v cevi znaša torej: 1 cm^2 x 76 cm x x 13,59 g = 1033,3 g. Prav toliko, to je 1033,3 g ali nekaj nad 1 kg, znaša zračni pritisk na površino 1 cm^2, ali tolika je teža zračnega stebra, ki ima za spodnjo ploskev 1 cm2 in ki sega od morske površine navzgor, do koder atmosfera sploh sega.

Sedaj nam bo jasno, zakaj se ni mogla voda v slovitem vodnjaku v Firenzi dvigniti višje kot 10 metrov. Ker znaša gostota vode, ali teža 1 cm3 vode 1 g, znaša teža vode v cevi s prerezom 1 cm2 in višino 10 m samo 1 kg, ker je namreč:

1 cm^2 x 1000 cm x 1 g = 1000 g ali 1 kg. Teža vode v cevi je prav tako velika, kolikor znaša zunanji zračni pritisk. Zračni pritisk pa more vodo samo ~~tolik~~ tako visoko potisniti, da znaša teža vode v cevi toliko, kolikor znaša zračni pritisk sam.

Pritisku težo 1033,3 g na 1 cm^2 pravimo 1 atmosfera. S tako težo namreč pritiska približno vsak cm2 na morski gladini tudi zemeljska atmosfera.

V slovenskem vremenoslovnem izrazoslovju je poleg izraza za zračni pritisk zelo udomačen tudi izraz zračni tlak. Tlak pomeni isto kakor pritisk, kajti vsako telo pritiska ali tlači s svojo težo na svojo podlago. Odločil sem se za izraz pritisk, ker uporabljajo Hrvati in Srbi enak izraz, namreč pritisak. Poleg tega pišemo v formulah pritisk okrajšano p (angleško pressure, francosko pression).

Merjenje zračnega pritiska. Barometer. Če bi cev v sliki 2 na kak način tako pritrdili, da bi stala vedno pokončno, kar tovarne meteoroloških instrumentov tudi naredé, in če bi vsak dan po nekolikokrat opazovali živo srebro v cevi, bi zapazili, da se višina živega srebra v cevi od dne do dne menja. Zračni pritisk torej ni stalen, ampak spremenljiv. S stalnim opažovanjem moremo ugotoviti tudi srednjo višino živega srebra v cevi. Enkrat je srebro nad to višino, drugič zopet pod njo. Ta višina nam predstavlja srednji ali normalni zračni pritisk v dotični nadmorski višini.

Za praktično uporabo je ob gornjem delu cevi že pritrjena merilna skala, da moremo višino živega srebra takoj prečitati. Taka priprava nam služi za merjenje zračnega pritiska in jo imenujemo živosrebrni barometer. Barys pomeni v grščini težek, merimo torej nekaj težkega, namreč težo zračnega stebra.

Na meteoroloških postajah je najbolj običajen takozvani postajni barometer. Steklena cev je v zunanji metalni cevi tako pritrjena, da stoji pokončno nad spodnjo posodico z živim srebrom. Slika 1. nam prikazuje shematično postajni barometer in kako se z njim opazuje zračni pritisk. Recimo, da pade srebro od normalnega stanja Pn za višino Z. Potem se mora srebro v spodnji posodici dvigniti za višino z. Kolikor je srebra sedaj manj v cevi, toliko ga je več v posodici. Ako znaša površina prereza cevi d in prereza posodice D, velja po gornji ugotovitvi:

$$d \cdot Z = Dz \qquad \text{in} \quad z = \frac{d}{D} Z$$

Nova višina srebra P pa je enaka

$$P = Pn - (Z + z)$$
$$P = Pn - (Z + \frac{d}{D} Z)$$
$$P = Pn - Z (1 + \frac{d}{D})$$
$$P = Pn - Z (\frac{D + d}{D}).$$

Ta enačba nam pove, da lahko izmerimo višino P, ne da bi poznali porasta nivoja srebra v spodnji posodici, če poznamo površini obeh prerezov d in D. Pri postajnih barometrih ste površini navadno v razmerju: d : D = 1 : 50. Površina posodice je 50 krat večja kot površina cevkinega prereza. Novo višino P dobimo torej, če od normalne višine Pn odštejemo izmerjeno višino Z v mm, pomnoženo s koeficientom:

$$\frac{D + d}{D} = \frac{50 + 1}{50} = \frac{51}{50} = 1, 02.$$

Da bi pa vsakokrat ne vršili tega množenja, niso razdelki na skali nanešeni kot navadni milimetri temveč kot milimetri pomnoženi še z vrednostjo:

$$\frac{D}{D + d} = \frac{50}{51} = 0,9804.$$

En razdelek dveh črtic na skali nam torej ne predstavlja dolžine 1 mm, temveč dolžino 0,9804 mm. Pri opazovanju pa smatramo te razdelke za navadne milimetre in zato nam ni treba izvršiti množenja: Z . 1,02.

Barometer, čigar skala nosi tako reducirane milimetre, imenujemo <u>barometer z reducirano skalo.</u>

V praksi ne čitamo padca Z temveč direktno višino P v mm. Odčita se do točnosti 1/10 mm. Zato je ob skali gibljiv nonij, ki nam omogoči odčitati tudi deseti del milimetra. Kako se meri z nonijem razloži vsaka učna knjiga fizike.

Na barometru je pritrjen tudi termometer, da ugotovimo temperaturo barometra za časa opazovanja. Dolžina živega srebra se ne spreminja namreč samo s spremembo zračnega pritiska temveč tudi s temperaturo zraka, ki obdaja barometer. Živo srebro se namreč krči in širi, kakor se pač njegova temperatura manjša ali veča. Prav tako se spreminja s temperaturo tudi dolžina barometrove skale. Da bi se izognili tem spremembam, tako živega srebra kakor skale, je želeti, da bi barometer visel vedno v prostoru s temperaturo 0°C. Ker pa to ni mogoče doseči, doda tovarna vsakemu barometru korekcijsko tabelo, ki pove, koliko milimetrov je potrebno pri temperaturah pod 0°C dodati, nad 0°C odvzeti, da dobimo stanje zračnega pritiska, ki ga pokaže barometer s temperaturo 0°C. Ta korekcija zavisi tudi od velikosti zračnega pritiska. Giblje se v mejah približno + 3 mm za temperature -30°C in +30°C in pri pritiskih 700mm - 790 mm. Tej korekciji pravimo <u>redukcija na 0°C.</u>

Potrebna pa je še druga korekcija, namreč <u>redukcija na srednjo zemeljsko težnost</u>. Vemo, da eno in isto telo ni povsod na zemeljskem površju enako težko. Zemeljska težnost se namreč menja od ekvatorja do polov. Na ekvatorju je manjša, na polih nekoliko večja. Zaradi vrtenja naše zemlje okoli lastne osi se razvije namreč takozvana centrifugalna ali sredobežna sila. Ena komponenta te sile,

namreč vertikalna, deluje proti težnosti. Ker je ta sila največja na ekvatorju, se tu težnost najbolj zmanjša. Na polu centrifugalne sile ni, zato je tu težnost največja.

Tem vplivom je podvrženo tudi živo srebro v barometrovi cevki. Ista dolžina živosrebrnega stebra je na ekvatorju lažja kot na polih. Enak zračni pritisk potisne živo srebro na ekvatorju više navzgor, ker je lažje, kot na polih, kjer je težje. Barometer nam torej pokaže v naravi enak pritisk na ekvatorju nekoliko previsokega, na polih pa prenizkega. Smatramo, da vlada srednja ali normalna zemeljska težnost na geografski širini 45°. V krajih, ki leže med ekvatorjem in 45°, se mora barometru nekaj odvzeti, v krajih, ki leže med 45° in polom, se mora nekaj dodati. Tudi za to korekcijo imamo posebno tabelo. Korekcija zavisi tudi od velikosti zračnega pritiska in se giblje v mejah 2 mm. V Sloveniji, ki leži v geografskih širinah med 45° 30' in 46° 30', je ta korekcija tako majhna, da ne pride pri opazovanju v poštev. Na 46° geografske širine znaša namreč samo 0,06 mm, barometer pa čitamo točno le do prve decimalke. Zemeljska težnost se menja tudi z nadmorsko višino, toda ta vpliv na barometer ne upoštevamo.

Iz vsega navedenega sledi, da izražamo velikost zračnega pritiska z dolžino živosrebrnega stebra v cevki v milimetrih. Normalni pritisk tik nad morsko površino znaša okrog 760 mm. Zračni pritisk je sila na cm^2. Enota sile je dina, ki da masi 1 g pospešek 1 cm v sekundi. Zgoraj smo ugotovili, da znaša masa zračnega stebra s površino prereza 1 cm^2 1033, 3 g. Smatramo, da pritiska tudi ta masa na zemeljsko površje s silo zemeljske težnosti. Pospešek zemeljske težnosti pa znaša v geografski širini 45° okrog 981 cm. Sila, s katero pritiska zračni steber s ploskvijo 1 cm^2 na zemeljsko površje je torej enaka približno 1033,3 x 981 = 1013667 din. Domenjeno je, da se pritisk 1 milijona din na 1 cm^2 imenuje 1 bar. Tisoči del 1 bara pa se imenuje milibar, prav tako kakor se imenuje tisoči del metra milimeter. Do nedavno so zračni pritisk izražali še kot dolžino živega srebra v cevi v milimetrih. Ta način izražanja pa se v moderni meteorologiji opušča in se uvaja izražanje z milibari. Dolžina živega srebra 760 mm odgovarja torej sili 1013 milibarov. Iz tega dobimo razmerje, da je 1 mb približno enak 3/4 ali 0,75 mm in 1 mm približno enak 4/3 ali 1,33 mb. To razmerje je izračunano na bolj točnih vrednostih gostote živega srebra in zemeljskega pospeška, kot smo zgoraj navedli. Kot točno vrednost gostote živega srebra navajajo 13,595 g in kot normalno vrednost zemeljskega pospeška 980,665 cm sek^2.

Po gornjem razmerju je vrednost zračnega pritiska 750 mm enaka 1000mb, vrednost, ki jo v teoretični meteorologiji smatrajo za normalni pritisk atmosfere.

Kovinski barometer. Živosrebrni barometer nam zelo točno pokaže velikost zračnega pritiska. Za mnoge naloge v meteorolo-

giji je nepraktičen prav zaradi tekočega živega srebra, ki otežkoči prenašanje instrumenta. Zato uporabljamo breztekočinske ali kovinske barometre. Slika 2 nam prikazuje shemo takega barometra. B predstavlja kovinsko vzmet, ki se pri C in D lahko stiska ali razteza. Znotraj vzmeti pa je kovinska škatlica A, ki ima valovito dno in pokrov in ki je pritrjena na peresu. Iz škatlice je povečini izčrpan zrak. Če se zračni pritisk zveča, se škatlica stisne in povleče konca vzmeti C in D skupaj. Če pa zračni pritisk popusti, gre škatlica narazen in s tem tudi konca C in D vzmeti, Dno in pokrov škatlice sta zato valovita, da je škatlica bolj elastična. Če je en konec vzmeti, recimo D, trdno pritrjen, potem se giblje samo konec C. To gibanje se preko vzvodov poveča in prenese na kazalec, ki se premika ob skali, na kateri so vrisane vrednosti zračnega pritiska. Tak kovinski barometer ima obliko ure. Vsak kovinski barometer mora biti preizkušen in primerjan z živosrebrnim, šele potem so njegove vrednosti točne. Kovinski barometer se imenuje tudi aneroid, kar pride iz grščine a-neron = brez vode.

Tudi aneroidi so podvrženi vplivom spremembe temperature obdajajočega zraka. Pri višji temperaturi prožnost vzmeti B nekoliko popusti in se zato pero stisne. Zato izgleda, kakor da se je pritisk povečal. Da bi to odpravili, so pustili v škatlici A nalašč nekoliko zraka, ki se pri zvišanju temperature razširi. To napne škatlico in s tem se konca vzmeti B zopet raztegneta. Podobno toda obratno se dogaja pri znižanju temperature obdajajočega zraka. S tem je vpliv temperature odpravljen in pravimo, da je aneroidni barometer glede temperaturne korekcije kompenziran. Tudi korekcije na normalno težnost ni potrebno vršiti, ker se elastičnost peresa B in škatlice A ne menja z menjavanjem zemeljske težnosti. Aneroidnim barometer pokaže pri enakem zračnem pritisku od ekvatorja do pola enake vrednosti.

Škatlico A imenujemo po njenem izumitelju Vidie-jevo dozo. Več Vidie-vih doz skupaj občutljivost aneroida poveča. Taka skupina doz je uporabljena pri barografu. Barograf je aneroidni barometer, pri katerem je nameščena cilindrična ura, ki se zavrti okoli svoje vertikalne osi enkrat na teden ali na dan. Na cilindru je nameščen papirni trak, na katerem piše pero, ki je v zvezi z dozo, krivulja zračnega pritiska. Tako dobimo pregled poteka zračnega pritiska za ves dan ali teden. Slika 7 prikazuje tak barogram ljubljanskega barografa za ves teden. Instrument pa se imenuje barograf, od grafo - pisati. Krivulja na papirju pa se imenuje barogram, od gramma - napisana črka ali črta.

Barografi in aneroidi so zelo pogosti instrumenti, saj jih vidimo izpostavljene v javnih vremenskih hišicah, kjer nam kažejo pri visokem pritisku "lepo", pri nizkem pritisku pa "deževno" vreme.

Aneroidi imajo poleg kazalca še neki drugi kazalec, ki ga lahko poljubno premikamo. Tega postavimo vedno tako, da se krije s spodnjim aneroidnim kazalcem. Če se zračni pritisk menja, se aneroidni kazalec premakne, zgornji pa ostane na mestu in tako vidimo, ali se je pritisk od zadnjega opazovanja povečal ali zmanjšal. Pred vsakim opazovanjem moramo po aneroidu in tudi po barografu narahlo potrkati, da s tresenjem premagamo trenje v vzvodih. Zaradi trenja namreč aneroidni kazalec ne sledi točno spremembam zračnega pritiska.

Izključno uporabljamo aneroide pri takozvanih altimetrih, to so instrumetni, s katerimi merimo absolutne višine nad morejem, pa tudi relativne nad posameznimi kraji. Dalje pridejo aneroidi v poštev pri meteorografih, - to so instrumenti, ki jih spuščamo z letali, baloni ali radiosondami v višine, - kjer zaznavajo spremembo zračnega pritiska od tal pa do višine, ki so jo dosegli.

Padanje zračnega pritiska z višino. Če se nahajamo na dnu kakega plavalnega bazena, recimo v globini 5 metrov, čutimo močan pritisk v ušesih. Vsa teža vode, ki je nad nami, sloni na našem telesu. Površina telesa odraslega in močnega človeka znaša približno 2 m^2. 5 m visok vodni steber pritiska na ploskev 1 cm^2 s težo: 1 cm^2 x 500 cm x 1 g = 500 g. Na ploskvi 2 m^2 = 20.000 cm^2 znaša ta teža 20.000 cm^2 x 500 g = 10.000 000 g = 10 000 kg = 10 ton. Če splavamo z dna bazena navzgor, vodni pritisk ponehuje in na površju vode popolnoma izgine.

Nekaj podobnega se dogaja v atmosferi. Nahajamo se na dnu atmosferskega morja. Ker znaša pritisk atmosfere na 1 cm^2 približno 1 kg, znaša pritisk na površino človeškega telesa, ki znaša približno 2 m^2, 20 000 kg ali 20 ton. Pritisk vse atmosfere znaša približno toliko kot vodna plast debela 10 m. Tega ogromnega pritiska na dnu zračnega morja človeško telo ne občuti, ker prav tak pritisk vlada tudi v notranjosti telesa in se oba pritiska izenačujeta.

Zanimiva je razlika v debelini vodne in zračne plasti, ki izvajata enak pritisk. Pri vodi je ta plast debela samo 10 m, zračna plast pa sega na tisoče metrov v višino. Razlika v debelini pride od tega, ker je voda težja in nestisljiva, zrak pa kot plin je mnogo lažji in stisljiv. Gostota vode znaša 1 g. Pri gostoti plinov pa moramo paziti na njihov pritisk in temperaturo. S padanjem pritiska in z večanjem temperature gostotą plina pada. Gostota čistega in suhega zraka znaša pri temperaturi 0° C in pri pritisku 760 mm 0,001293 g ali 1 kubični meter zraka tehta 1,293 kg.

Ker se manjša z višino zračni pritisk in ker je gostota zraka zavisna od pritiska, se menja z višino tudi gostota zraka. Pri vodi pa je vzdolž vse višine enaka, ker je voda nestisljiva.

Zrak pa je stisljiv, to se pravi, da je pri višjem pritisku bolj gost kot pri nižjem. Zato zračni pritisk ne pojema enakomerno. Pri dnu so zračne plasti bolj stisnjene in zato je zrak tu gostejši. Zgoraj pa je pritisk manjši in zato zrak redkejši. V začetku pri dnu pritisk hitreje pada kot zgoraj. V zelo visokih plasteh je zrak že tako razredčen, da se moramo nekolikokrat dvigniti za enako višino kakor pri tleh, da pade pritisk za enako vrednost. Zaradi stisljivosti zraka je računanje padca pritiska z višino nekoliko zapleteno, vendar se da s poznanjem nekih fizikalnih zakonov in s poznanjem osnov diferencialnega računa prav lahko izpeljati.

Barometrična formula. Boyle-Mariotte-ov zakon pravi, da je prostornina plina obratno sorazmerna s pritiskom. Velja razmerje:

$$p_1 : p_2 = v_2 : v_1 \text{ ali } p_1 v_1 = p_2 v_2,$$

Gay-Lussac-ov zakon pravi, da je prostornina plina premo sorazmerna z absolutno temperaturo. Absolutna temperatura je za 273° povečana Celzijeva temperatura. Velja razmerje:

$$v_1 : v_2 = T_1 : T_2 \text{ ali } \frac{v_1}{T_1} = \frac{v_2}{T_2},$$

ako je v obeh stanjih pritisk stalen.

Lahko pa se istočasno spreminjata pritisk in temperatura. Potem dobimo združeni Boyle-Mariotte-Gay-Lussac-ov zakon ali plinsko enačbo:

$$\frac{p_1 v_1}{T_1} = \frac{p_2 v_2}{T_2} = R$$

V vsakem poljubnem stanju je izraz pv/T stalen in ga zaznamujemo z R. R se imenuje plinska stalnica ali konstanta. Ako opazujemo 1 g zraka pri normalnem pritisku 760 mm = 1013,3 mb, pri temperaturi 0°C = 273°K, potem je takozvana specifična prostornina, to je prostornina 1 g zraka. Ta je enaka obratni vrednosti gostote zraka:

$$v = \frac{1}{\varrho} = \frac{1}{0{,}001293} = 773{,}4 \text{ cm}^3/\text{g}$$

Plinska konstanta R je potem tudi enaka

$$R = \frac{p}{\varrho T}$$

Ako vstavimo normalne vrednosti:

p = 760 mm = 1013,3 mb
T = 273°K
ϱ = 0,001293 g/cm^3

dobimo:

$$R = 2870 \ \frac{\frac{mb}{g}}{cm^3} \ ^oK .$$

Absolutna temperatura se po Lordu Kelwinu označuje s črko ^oK. Ker je 1 mb pritisk 1000 din/cm^2 in ker je 1 dina 1 g cm/sek^2, je v cm - g - sekundnem sestavu

$$R = 2870.1000 \ \frac{cm^2}{sek^2 \ ^oK} .$$

Ker merimo višine v metrih, izrazimo R z enoto metra. Ker je 1 m^2 = 10.000 cm^2, moramo gornjo vrednost deliti z 10.000 in dobimo:

$$R = 287 \ \frac{m^2}{sek^2 \ ^oK} .$$

Plinsko enačbo potem lahko tudi pišemo:

$$pv = RT \quad ali \quad \frac{p}{\rho} = RT,$$

kjer ima plinska konstanta vrednost R = 287.

Za nadaljnje obravnavanje barometrične formule potrebujemo razmotrivanje slike 3. Iz atmosfere si mislimo izrezan kvader z osnovno ploskvijo 1 cm^2. V višini z_1 naj vlada pritisk p_1, v višini z_2 pritisk p_2. Ako je višina kvadra dovolj majhna, lahko smatramo, da je gostota zraka ρ v tem kvadru konstantna. Na spodnjo ploskev kvadra pritiska od zgoraj navzdol pritisk p_2 in teža kvadra $\rho g (z_2 - z_1)$. Ker izražamo pritisk p v dinah, moramo tudi maso kvadra pomnožiti z zemeljskim pospeškom g, da dobimo dine. Na spodnjo ploskev kvadra pa pritiska od spodaj navzgor pritisk p_1.

Oba pritiska, to je pritisk p_2 in masa kvadra ter pritisk p_1 pa sta enaka. Velja torej enačba:

$$p_2 + \rho g (z_2 - z_1) = p_1$$

ali

$$p_2 - p_1 = - \rho g (z_2 - z_1).$$

Predznak minus pride zato, ker je p_2 manjši kot p_1.
Ako je višina kvadra zelo majhna pišemo za razliko v pritisku $p_2 - p_1 = dp_1$ in za razliko v višini $z_2 - z_1 = dz$. Dobimo torej:

$$dp = - \rho g dz$$

ali kot diferencialni kvocient

$$\frac{dp}{dz} = - \varrho g.$$

Izraz dp/dz nam predstavlja takozvani vertikalni padec pritiska ali vertikalni barični gradient.

Če vstavimo v ta osnovni nastavek barometrične formule za ϱ izraz iz plinske enačbe

$$\varrho = \frac{p}{RT},$$

dobimo:

$$\frac{dp}{dz} = - \frac{gp}{RT}$$

ali

$$dz = - \frac{RT}{g} \frac{dp}{p},$$

To diferencialno enačbo integriramo v mejah z_2 in z_1 ter p_2 in p_1.

Dobimo:

$$\int_{z_1}^{z_2} dz = - \frac{RT}{g} \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p}.$$

Iz tega dobimo:

$$z_2 - z_1 = - \frac{RT}{g} (\ln p_2 - \ln p_1)$$

ali

$$z_2 - z_1 = \frac{RT}{g} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

Ta enačba pove, da je razlika dveh višin premo sorazmerna razliki logaritmov med spodnjim in zgornjim pritiskom.

Če smatramo, da ima atmosfera skozi in skozi enako temperaturo 0°C = 273°K, in če vstavimo vrednosti za R = 287 in g = 9,81, in če potem to konstanto delimo še s takozvanim modulom M = 0,4343, da odpravimo naravne logaritme in uvedemo Briggsove, potem je ta konstanta enaka:

$$\frac{RT}{gM} = 18400 \text{ m}.$$

Njena dimenzija so metri. V tej višini pade pritisk na eno desetino svoje prvotne vrednosti.

Barometrična formula se torej glasi:

$$z = 18400 \log \frac{p_1}{p_2} \ ,\%$$

kjer pomeni z višino, p_1 in p_2 izmerjena zračna pritiska spodaj in v višini z nad spodnjo točko. Če torej poznamo pritisk iz dveh različnih višinskih točk, lahko z gornjo formulo izračunamo višinsko razliko med tema dvema točkama.

Za enkrat predpostavimo, da ima atmosfera skozi in skozi enako temperaturo 0°C = 273 °K. S pomočjo tega prvega približnega računa lahko ugotovimo debelino atmosfere. Predpostavimo, da znaša pritisk ob morskem nivoju 1000 mb in izračunajmo, v kateri višini znaša pritisk 0,1 mb, to je tista velikost pritiska, ki pride pri meteorološkem merjenju še v poštev. Ker je log 1000 = 3 in log 0,1 = - 1, je

$$z = 18400 \left[3 - (-1)\right] = 18400.4 = 73600 \text{ m.}$$

Praktična debelina atmosfere znaša približno 70-80 km. Nad to višino se sicer zrak še vedno nahaja, toda je tako razredčen, da pade pod vrednost ene desetinke milibara. Če pomislimo, da znaša zemeljski polmer 6 370 km, vidimo, da obdaja atmosfera našo zemljo samo kot tenek plašč. Če bi gledali na globus s polmerom 1 m, bi bil ta atmosferski plašč debel približno 1 cm.

Gornji račun pokaže, da leži pod nami polovica ozračja, to je zračne mase, že v višini 5 500 m. Zrak se z rastočo višino razmeroma hitro redči. Zanimivo sliko atmosfere nam pokaže sledeči račun. Računajmo v katerih višinah pade pritisk za 100 mb od predidoče vrednosti. Sledeča tabela nam pokaže rezultate tega računanja.

Pritisk p v m b	log p	log 1000-log p	18400 log $\frac{p_o}{p_1}$ m
1000	3,000000	0,000000	0
900	2,954243	0,045757	850
800	2,903090	0,096910	1700
700	2,845098	0,154902	2800
600	2,778151	0,22L849	4000
500	2,698970	0,30L030	5500
400	2,602060	0,397940	7400
300	2,477121	0,522879	9400
200	2,301030	0,698970	12900
100	2,000000	1,000000	18400
10	1,000000	2,000000	36800
1	0,000000	3,00000	55200
0,1	1,000000	4,00000	73600

Slika 4 nam predstavlja višine iz zadnjega stolpca gornje tabele in sicer v pomanjšani razdalji. Takoj nas zbode v oči stisnjenost spodnjih plasti atmosfere.

Človeštvu se je do sedaj posrečilo, da se je dvignilo do višine 22 750 m, torej v višine, kjer vladajo pritiski že pod 100 mb.

Kasneje bomo slišali, da se vsi vremenski dogodki dogajajo v spodnjem delu atmosfere nekako do višine 10 - 20 km. Kemična analiza zraka iz raznih višin je pokazala, da ima zrak do višine 10 km procentuelno enake sestavine kakor pri tleh.

Omenili smo, da živimo na dnu zračnega morja in da nosimo na svojem telesu ogromno težo 20 ton, kar bi bilo enako dvema vagonoma premoga. Ta dozdevni pritisk prav nič ne ovira našega svobodnega gibanja pri tleh, ker je izenačen z enakim notranjim pritiskom. Nasprotno, pod njim se prav dobro počutimo. Če pa se dvigamo z letalom ali v gorah, se ta pritisk manjša, kar neprijetno deluje na naše počutje. Že od višine 3 500 m dalje občutimo utrujenost, zaspanost, glavobol in težko dihamo, kar vse skupaj imenujemo gorsko bolezen. Ta se pojavi ne toliko zaradi zmanjšanja pritiska, kolikor zaradi pomanjkanja kisika. Navajeni smo namreč vdihovati zrak pod normalnim pritiskom 760 mm. Pod manjšim pritiskom pa je zrak redkejši in pride zato manj kisika v naša pljuča. Saj je znano, da si visoko v planinah

pomagajo tako, da vdihujejo umetno dovajani kisik.

Redukcija barometra na morsko gladino. Iz odstavka o padanju pritiska z višino sledi, da moremo primerjati samo taka dva barometra, ki visita v enaki nadmorski višini. Če hočemo primerjati zračni pritisk dveh krajev, ki ležita v različni nadmorski višini, moramo prej barometrsko stanje preračunati na morsko gladino, to je na absolutno višino 0 m. Ta račun se izvrši s pomočjo barometrične formule. Iz

$$z = 18400 \ (\log p_o - \log p_1)$$

dobimo:

$$\log p_o = \log p_1 + \frac{z}{18400} \ ,$$

kjer pomeni p_o reducirani pritisk nad morsko gladino, p_1 pritisk v višini z, ki mora seveda biti znana.

Pri gornjih približnih računih prejšnjega odstavka smo predpostavili, da ima atmosfera skozi in skozi temperaturo 0° C. V resnici pa to ni res, temveč temperatura navadno pada z višino in sicer za 0,5° C na vsakih 100 metrov vzpona. Pri različni temperaturi pa je tudi gostota γ ali specifični volumen v zraka različen. Ako zaznamujemo z γ_o gostoto pri temperaturi 0° C = 273 °K in z γ_1 pri neki drugi temperaturi, dobimo po gay-Lussac-ovem zakonu, upoštevajoč $v = 1/\gamma$

$$\frac{1}{\gamma_o} : \frac{1}{\gamma_1} = T_o : T_1$$

ali

$$\gamma_1 = \gamma_o \frac{T_o}{T_1}$$

Ako vstavimo za γ_o izraz iz plinske enačbe in upoštevamo, da je absolutna temperatura enaka $T_o = 273°$ in $T_1 = 273 + t$, potem dobimo:

$$\gamma_1 = \frac{p}{R\,T_o} \cdot \frac{T_o}{T_o + t}$$

ali

$$\gamma_1 = \frac{p}{R\,T_o} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t} \ ,$$

kjer pomeni

$$\alpha = \frac{1}{T_o} = \frac{1}{273} \ .$$

Če torej v barometrični formuli upoštevamo, da se gostota zraka. ϱ spreminja s temperaturo, potem dobimo:

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p\,g}{R\,T_o} \cdot \frac{1}{1+\alpha t}$$

ali

$$dz = \frac{R\,T_o}{g} \cdot \frac{dp}{p} \cdot (1+\alpha t),$$

odnosno

$$z = 18400\ (\log p_o - \log p_1)\ (1+\alpha t).$$

Reducirani pritisk na morsko gladino, upoštevajoč temperaturo zraka, se potem glasi:

$$\log p_o = \log p_1 + \frac{z}{18400} \cdot \frac{1}{1+\alpha t}.$$

Računski primer nam najbolje pojasnjuje redukcijo zračnega pritiska na morsko gladino. Barometer v Ljubljani se nahaja v nadmorski višini 300 m, zračni pritisk naj znaša 735 mm. Koliko znaša pritisk p_o nad morsko gladino, če bi se le z ljubljanskim barometrom spustili za 300 m navpično navzdol do morja ?

Iz formule:

$$\log p_o = \log p_1 + \frac{z}{18400}$$

dobimo:

$$\log p_o = \log 735 + \frac{300}{18400} = 763 \text{ mm}$$

Pri tem računu še nismo upoštevali korekcijskega koeficienta $\frac{1}{(1+\alpha t)}$, kjer pomeni t temperaturo zraka v Ljubljani. Pri tem ne smemo upoštevati temperature zraka, ki obdaja barometer v sobi in ki jo pokaže termometer na barometru, temveč temperaturo zunanjega zraka, ki jo pokaže termometer nameščen v termometerski hišici. Recimo, da znaša $t^\circ = 9^\circ$ C. Pri računu moramo upoštevati srednjo temperaturo zračne plasti med 0 m in 300 m. Zgoraj smo omenili, da pojema temperatura približno za 0,5° C na 100 m vzpona, prav za toliko zraste navzdol. Pri 0 m bi torej imeli: (0,5 x 3) + 9° = 10,5° C. Srednja temperatura med 0 m in 300 m pa je aritmetična sredina spodnje in zgornje temperature: (10,5° + 9°): 2 = 19,5° : 2 = 9,75°, ali okroglo 10° C. Korekcijski koeficient znaša torej: $\frac{1}{1{,}0366}$.

Drugi sumand v gornjem računu se popravi v

$$\frac{300}{18400} \cdot \frac{1}{1,0366} = \frac{300}{19073} .$$

Če to upoštevamo, dobimo za reducirani pritisk p_o = 762 mm. Pri zračnem pritisku 735 mm v Ljubljani v nadmorski višini 300 m in pri temperaturi 9° C znaša zračni pritisk reduciran na morsko gladino 762 mm. Vrednosti pritiska 735 mm in temperature 9° C predstavljata normalni pritisk in dolgoletno srednjo temperaturo za Ljubljano. Reducirani pritisk 762 mm pa je normalna vrednost zračnega pritiska na morski gladini. Novejša literatura navaja kot normalni pritisk tik nad morjem 762 mm in ne 760 mm.

Napravimo sedaj obratni račun. Izračunajmo vmesno višino z , če poznamo pritiska p_o in p_1. Po enostavni formuli brez korekcijskega koeficienta dobimo za z = 289,41 m. S korekcijskim koeficientom pa dobimo:

$$z = 289,41 \cdot 1,0366 = 300 \text{ m}.$$

Dobili smo zopet absolutno višino Ljubljane. Če bi ne upoštevali korekcijskega koeficienta z ozirom na temperaturo, bi dobili za 10,59 m premajhno absolutno višino. Zato moramo pri redukciji pritiska na morsko gladino vedno upoštevati tudi temperaturo zunanjega zraka.

V dnevni meteorološki službi pa teh računov ne vršimo, ker ima vsaka postaja že vnaprej izračunano tabelo za vse možne vrednosti pritiska in temperature. Izračunan je namreč dodatek pritiska, ki ga moramo dodati pritisku v absolutni višini postaje. Zračni pritisk niha okrog svoje normalne vrednosti približno 20 mm navzgor in navzdol in če predvidimo za temperaturno nihanje zunanjega zraka meji med -40° C in +40° C, potem imamo na tabeli skoraj vse nastopajoče slučaje.

Pripomniti je še treba, da vstavljamo v koeficientu $(1+\alpha \cdot t)$ za t vedno navadno temperaturo, ne absolutno. Pri temperaturah pod 0° C je izraz $\alpha \cdot t$ negativen n.pr. za t = -10° C, je $1+\alpha \cdot t = 1 - \frac{10}{273}$, za t = 10° C pa je $1+\alpha \cdot t = 1 + \frac{10}{273}$.

Pri prav točnem računanju je treba upoštevati še korekcijo z ozirom na vlažnost zraka. Gornja formula s temperaturno korekcijo je bila izpeljana pod predpostavko, da je zrak suh, kar pa v resnici ni. Korekcija z ozirom na vlago je podobna temperaturni korekciji. Kajti kakor bomo kasneje slišali, je vlažni zrak lažji kot suhi. Toda ta korekcija nima tako velikega vpliva na celotni račun in je zato v dnevni meteorološki službi ne upoštevamo. Pač pa se je treba ozirati na njo pri točnih aerooloških merjenjih z meteorografi, ko se raziskuje zračne plasti atmosfere od tal pa do najvišjih višin.

Altimeter. Merjenje višin s pomočjo razlike v zračnem pritisku je zelo udomačeno pri vzpenjanju v gorah, zlasti pa pri višinskih poletih z letali. Za te naloge imamo na razpolago instrument altimeter ali višinometer, ki nam pokaže višino, v kateri se nahajamo. Altimeter je navadni aneroidni barometer, ki ima dve skali. Notranja kaže zračni pritisk, zunanja pa višine. Zunanjo skalo se da zavrteti, tako da lahko postavimo višino, v kateri se nahajamo, na pritisk, ki ga ob istem trenutku kaže aneroid. Ko se vzpenjamo, kaže kazalec padanje pritiska, istočasno pa tudi višino, v kateri se vsakokrat nahajamo. Altimeter omogoča direktno odčitanje višin do 5000 metrov, v letalih pa še več. V gorah moramo paziti, da ne traja vzpon predolgo, ker se med časom vzpona lahko pritisk spremeni. Začetno sovpadanje višine z zračnim pritiskom se potem ne ujema več. V takih primerih moramo s pomočjo kakega barografa ugotoviti, za koliko se je pritisk od pričetka do konca vzpona na kraju izhodišča spremenil, in nato izvršiti korekcijo.

S pomočjo barometrične formule lahko izračunamo, za koliko se moramo dvigniti v posameznih višinskih odsekih, da pade pritisk za en mm.

absolutna višina:	500	1000	2000	3000	4000	5000 m
pritisk pade za 1 mm na:	11	12	13	15	17	20 m

Medtem ko pade v višinah do 500 m pritisk za 1 mm na vsakih 11 metrov vzpona, pade v višinah okrog 5000 metrov šele na vsakih 20 metrov vzpona za 1 mm.

Še naslednji račun je za nas zanimiv. Izračunajmo, koliko znaša zračni pritisk vrh Triglava, to je v višini 2863 m. Iz preurejene barometrične formule dobimo:

$$\log p_1 = \log p_2 - \frac{z}{18400(1+\alpha t}\,.$$

Katerakoli dolinska postaja iz okolice Triglava bi dala kot srednjo letno temperaturo preračunano na morsko gladino približno 11° C. Če izhajamo od te temperature, dobimo s pomočjo temperaturnega gradienta 0,5° C na 100 m vzpona kot srednjo letno temperaturo na Triglavu:

$$11^\circ\ C - (28{,}63 \cdot 0{,}5) = 11^\circ - 14{,}3^\circ = -\ 3{,}3^\circ\ C.$$

Srednja temperatura zračne plasti med morjem in Triglavom je torej:

$$\left[11^\circ + (-3{,}3^\circ)\right] : 2 = 7{,}7^\circ : 2 = 3{,}8^\circ.$$

Vstavimo v formulo številčne vrednosti:

$$\log p_1 = \log 762 - \frac{2863}{18400\ (1+\frac{3,8}{273})}$$

in dobimo $p_1 = 534,7$ mm.

Zračni pritisk se od morske površine do vrha Triglava zmanjša nekoliko več kot za 1 četrtino.

Dnevni tok zračnega pritiska.

V sliki 5 vidimo potek barografske krivulje za en teden. Zakaj je ~~pri~~tisk ob nekih dneh visok, to je nad normalnim stanjem, in zakaj je drugič zopet nizek ali pod normalnim stanjem, bomo obravnavali pozneje v poglavju o lepem in deževnem vremenu.

Če si ogledamo krivuljo kakega dne, opazimo, da je nalahko valovita. Nekako ob 10.uri dopoldne in ob 10.uri zvečer je zračni pritisk visok, ob 4.uri zjutraj in ob 4. uri popoldne pa nizek. Razlika med maksimom in minimom pa znaša približno komaj 2 mm ali celo manj. To valovanje pritiska je redni vsakodnevni pojav, ki se ponavlja na vsem zemeljskem površju toda - povsod ob vsakokratnem krajevnem času. To valovanje je poleti bolj izrazito kot pozimi, prav tako je v ekvatorialnih krajih bolj izrazito kot v polarnih. Vzrok temu dnevnemu nihanju zračnega pritiska moramo iskati v dnevnem segrevanju zraka od strani sonca.

Poleg segrevanja zraka pride pri tem pojavu v poštev še dnevno izhlapevanje vode. Po Daltonovem zakonu je skupna napetost mešanice plinov enaka vsoti napetosti vseh posameznih plinov. Če pridejo torej vodni hlapi v zrak, se mora po gornjem zakonu zračni pritisk povečati, če ti hlapi skupno z zrakom ne odtečejo iznad izhlapevajočih tal. Največje izhlapevanje pa je prav ob najvišji dnevni temperaturi, ko so najbolj razviti vzponski toki. Dotok vodnih hlapov v zrak igra za njegov pritisk podobno vlogo kakor segrevanje zraka. Ko pa se zjutraj zrak ohladi, se vodni hlapi izločijo kot rosa in ne sodelujejo več v zraku pri skupnem pritisku.

Redno dnevno nihanje zračnega pritiska opazujemo predvsem ob lepem vremenu. Če ta dnevni tok pritiska ni izrazit, potem lahko sklepamo, da se bo vreme poslabšalo.

T e m p e r a t u r a z r a k a .

Prehod sončne energije skozi atmosfero. Zadnji vzrok vsega vremenskega dogajanja v atmosferi je energija, ki jo stalno izžarja sonce predvsem v obliki svetlobe in toplote. Svetloba se razlikuje od toplote samo po valovni dolžini žarkov. Ti so enake naravekakor elektromagnetni valovi, ki jih izžarjajo radijske oddajne postaje, le da se zopet ločijo od njih po valovni dolžini. Pri radijskem sprejemu poznamo dolge, srednje in kratke valove, v mejah od 2.000 do 10 metrov in še krajše. Dolžina toplotnih valov je mnogo krajša in znaša komaj nekaj tisočink milimetra ali mikronov. Žarki s še krajšimi valovi, komaj nekaj desetink mikrona, postanejo za naše oko vidni in jih imenujemo zato svetlobne žarke.

Sončna svetloba je sestavljena iz posameznih barvnih žarkov, ki se zopet ločijo po valovni dolžini. V prirodnem pojavu. V prirodnem pojavu mavrice vidimo sončno svetlobo razstavljeno v njene sestavne dele. Včasih vidimo poleg prve mavrice nad njo še drugo, ki pa ni tako jasno izražena kot prva. V prvi mavrici je zunanja barva rdeča, nato sledé oranžna, rumena, zelena, modra in kot končna na notranji strani mavričinega loka je vijoličasta barva. Valovi rdeče svetlobe so dolgi 0,6 mikrona, vijoličaste 0,4 mikrona. S posebnimi sredstvi se dado tudi onostran vijoličaste barve ugotoviti še nadaljnji žarki, ki so za oko nevidni in jih imenujemo ultravijoličaste žarke. Prav tako so tostran rdeče barve še nevidni žarki, ki jih imenujemo infrardeče ali toplotne žarke, ker jih spoznamo najlažje po njihovem toplotnem dejstvu. Ko prodirajo svetlobni in toplotni sončni žarki skozi atmosfero do zemeljskega površja, se zrak pri tem skoraj nič ne segreje. To si razlagamo tako kakor pri prehodu svetlobnih žarkov skozi steklo zimskih cvetličnjakov in zimskih gred. Ko prodirajo sončni žarki skozi steklo, se to prav malo segreje. Na rastlinah in na zemlji pod steklom pa se svetloba pretvori v toploto, ki se potem uporabi za segrevanje zemlje. Zemlja potem izžarja v obliki valov večje dolžine, to je toplotne žarke, ki pa jih steklo prestreza.

Zrak se tedaj ne segreva direktno od sončnih žarkov, temveč od toplote, ki jo dobiva od zemeljskega površja segretega od sončnih žarkov. Vendar pa ne pride vsa sončna energija, ki dospe nedotaknjena do gornje meje atmosfere, do zemeljskega površja. Sončna energija oslabi pri prehodu skozi atmosfero in sicer iz treh vzrokov. Prvi je razpršenje ali disperzija. V ozračju namreč lebde različni trdni delci različnih velikosti. Te delce sestavlja navadni cestni prah, dalje fini puščavski pesek, nad mesti in industrijskimi kraji je v zraku mnogo tovarniškega dima in saj, iz morja pride v zrak pri razpršenju valov morska sol, ki jo kot silno majhne delce vetrovi odnesejo

v višave in nad celine, nad polji in gozdovi pride v zrak zlasti pomladi silno mnogo cvetnega prahu, peloda. Končno smatramo za delce v zraku tudi zračne molekule, zlasti ionizirane, in silno majhne vodne kapljice. Če so ti delci manjši kot valovna dolžina najkrajših svetlobnih žarkov, če je torej premer delcev manjši kot 0,4 mikrona, se sončna svetloba pri prehodu mimo njih ukloni in razprši. Zlasti so podvrženi razpršitvi svetlobni žarki najkrajših valov, to je modri in vijoličasti.

Po Lord Rayleigh-u je razpršitev obratno sorazmerna četrti potenci valovne dolžine. Če zaznamujemo razpršitev ali disperzijo rdečih žarkov z D_r vijoličastih z D_v, se Rayleigh-ov zakon glasi:

$$D_r : D_v = 0,4^4 : 0,8^4$$

ali

$$D_v = D_r \left(\frac{0,8}{0,4}\right)^4 = D_r \cdot 16 ,$$

kar pomeni, da se vijoličasti žarki 16-krat močneje razprše kot rdeči žarki.

Zaradi razpršitve se od direktne sončne svetlobe loči del modrih in vijoličastih žarkov in pridejo tako po stranski poti od vseh strani neba do naših oči. Zato izgleda nebo modro. Čim više se vzpenjamo v planinah ali z letali, tem bolj temno-modro in celo vijoličasto postaja nebo. Z višino se namreč veča procentuelno množina najmanjših delcev, ob katerih se razpršuje kratkovalovni del sončnega spektra in sicer tem bolj, čim manj je v zraku delcev s premerom večjim kot 0,4 mikrona.

Zjutraj in zvečer, ob sončnem vzhodu in zahodu, izgleda sonce bolj rdeče kot podnevi. Naklon sončnih žarkov s horizontom je zjutraj in zvečer zelo majhen. Pot skozi atmosfero je tedaj daljša kot opoldne. Ker morajo sončni žarki takrat preiti debelejšo plast atmosfere, se po razpršenju loči od sončne svetlobe mnogo modrih in vijoličastih žarkov. Ostanejo kot svetloba predvsem rdeči žarki. Zato je sonce zjutraj in zvečer bolj rdeče in ga lahko gledamo. Isto se dogaja, ko sonce gledamo skozi meglo. Od tod pride tudi jutranja in večerna zarja, ki jo opazujemo najlepše na planinskih vrhovih.

Ker se svetloba razprši v vse smeri v prostoru, je odide en del tudi v vesoljni prostor. Ta del svetlobe je za segrevanje zemeljskega površja izgubljen.

Na delcih, katerih premer je večji kot valovna dolžina najdaljših svetlobnih žarkov, torej večji kot 0,8 mikrona, se vsa sončna svetloba odbija. Ker se odbijejo vsi žarki, je ta svetloba bela. Odboj se izvrši v vse smeri v prostoru. Zato pride ta odbita svetloba do nas od vseh strani neba. Pojav ine-

nujemo difuzna refleksija. Najbolj pride to do izraza, če je nebo oblačno. Po odboju na oblačnih kapljicah pride svetloba do nas, medtem ko direktni sončni žarki ne morejo skozi oblak. Nekaj difuzne svetlobe pa se odbije tudi v vesoljni prostor in je ta del sončne energije za segrevanje zemeljskega površja izgubljen.

Vodni hlapi in oblačne kapljice pa ne odbijajo samo sončne svetlobe, temveč jo tudi vpijajo ali absorbirajo. Zlasti se pri tem uporablja toplotni del sončnega spektra, to je žarke z valovno dolžino 0,8 - 3,5 mikrona. Vpoj ali absorbicija tudi precej oslabi sončno energijo pri njenem prehodu skozi atmosfero.

Vsi ti vplivi povzroče, da pride od sončne energije, ki je dospela nedotaknjena do gornje meje atmosfere, do zemeljskega površja nekako le 40%. Ostalih 60% je razpršenih ali odbitih na zračnih delcih ali na oblakih nazaj v vsemirje ali pa je absorbiranih od vodnih hlapov in oblačnih kapljic. Dognano je, da je zemeljsko površje vedno do polovice pokrito z oblaki. Še enkrat je treba poudariti, da se atmosfera pri prehodu sončnih žarkov skozi njo sama skoraj nič ali zelo malo segreje.

Sončna stalnica. Zanimivo je vedeti, kolika je številčna vrednost energije, ki nam jo pošilja neprestano sonce. Sončno energijo, ki dospe do zemeljskega površja in se spremeni v toploto, merimo v kalorijah. Enota toplote je gramska kalorija, to je tista množina toplote, ki je potrebna, da se segreje 1 g vode za 1° C. Za merjenje sončne toplote uporabljamo instrument pirheliometer po Ångströmu. Pir pomeni v grščini ogenj, helios-sonce, meter-merilec. Pirheliometer nam pokaže, koliko toplote dobi črna, s sajami okajena, 1 cm^2 velika ploščica iz platine v teku ene minute pri pravokotnem padanju sončnih žarkov. Kasneje bomo slišali, da je dejstvo segrevanja največje, če sončni žarki padajo pravokotno, to je pod kotom 90° na kakšno površino. Ploščica mora biti črno okajena, ker črna barva vpija skoraj vse žarke. Od vseh črnih barv so saje najbolj črne. Svetle ali bele ploskve pa žarke močno odbijajo in se zato manj segrejejo.

Merjenje se izvrši ob jasnem dnevu poleti opoldne, ko je sonce najbolj visoko. Meri se istočasno v dveh različnih višinah, n.pr. na vznožju in na vrhu kake gore. Take meritve je poleg drugih vršil tudi Šved K. Ångström v območju gore Pic Teneriffa na Kanarskih otokih, kjer je nebo zelo jasno. Meril je v višini 360 m nad morjem, njegov pomočnik pa v višini 3.252 m. Merjenje na dveh točkah nam da dve vrednosti I_o in I_1. Vrednost zgornje točke I_1 je večja kot spodnja I_o. V višini nad 3.000 metrov je zrak že precej razredčen, ne vsebuje več mnogo vodnih hlapov niti prahu in dima, ki zelo ovirata prodiranje sončnih žarkov. Prav zaradi tega je Ångström izbral Kanarske otoke za to

vačno merjenje. Istočasno se meri na obeh točkah tudi zračni pritisk.

Na podlagi dveh istočasnih merjenj se potem sklepa na jakost sončne energije vrh atmosfere na sledeči način. Mislimo si atmosfero razdeljeno na več plasti in sicer tako, da je razlika v zračnem pritisku med posameznimi plastmi vedno enaka. Ko namreč prodira sončna energija od plasti do plasti, se njena jakost manjša, toda za vsako debelino plasti za enako vrednost. Vsaka plast ima namreč enako množino zraka. Če poznamo jakost na dveh točkah in poznamo razliko v zračnem pritisku na teh dveh točkah, vemo za koliko se je zmanjšala jakost od gornje točke do spodnje v znani debelini zračne mase. Ta padec jakosti imenujemo <u>transmisijski koeficient</u> k in je seveda manjši od 1. Izračunamo ga, če delimo spodnjo jakost I_0 z zgornjo I_1:

$$k = \frac{I_0}{I_1}.$$

Predpostavimo, da je transmisijski koeficient v vseh plasteh enak. Jakost na spodnji strani najnižje plasti je potem enaka:

$$I_0 = I_1 k.$$

Jakost na spodnji strani druge plasti je potem enaka

$$I_1 = I_2 k.$$

Ako vstavimo to enačbo v prvo, dobimo

$$I_0 = I_2 \cdot k \cdot k = I_2 k^2.$$

Na enak način dobimo enačbo za izračunanje jakosti na spodnji strani tretje plasti ali na zgornji strani druge plasti

$$I_0 = I_3 k^3$$

Če je znano število plasti <u>n</u>, dobimo jakost I_n na vrhu zadnje plasti, to je na vrhu atmosfere iz enačbe

$$I_0 = I_n k^n.$$

Ta enačba je znana kot Bouguer-Lambertov zakon. Ångström in drugi so ugotovili, da je vrednost I_n, to je jakost sončne energije, enaka 1,96 gramskih kalorij ali blizu 2 g kal./cm^2 min.

Pri pravokotnem vpadanju sončnih žarkov na ploskev 1 cm^2 na vrhu atmosfere dobi ta ploskev vsako minuto 2 g kal. Tej vrednosti pravijo <u>sončna stalnica ali solarna konstanta</u>.

S pomočjo solarne konstante lahko izračunamo tisto množino toplote, ki jo pošlje sonce naši zemlji v enem letu. Naša zemlja je v vsakem trenutku do polovice njene površine obsevana od sonca. Prerez snopa sončnih žarkov, ki padejo na zemljo, je enak krogu s polmerom naše zemlje. To ploskev pomnožimo s številom minut enega leta in vse skupaj s solarno konstanto. Ako to množino toplote zaznamujemo z M, potem je

$$M = S.T.R^2.\pi ,$$

kjer pomeni S solarno konstanto, T število minut enega leta, R radij naše zemlje. Vstavimo številčne vrednosti in dobimo:

$$M = 2 .(365,25 . 24 . 60).(6370.10^5)^2 . 3,14 =$$

$$= 1,34.10^{24} \text{ gr kal.}$$

To je 1,34 kvadriljona g kal.

Ta množina toplota je tako ogromna, da je kot taka nepojmljiva. Lažje postane umljiva, če jo primerjamo z dejstvi, ki bi jih ta množina toplote izvršila. Če bi naša zemlja bila obdana s 36 m debelim ledenim plaščem, bi ta letna množina toplote zadostovala, da ga stali. Prav tako bi se dalo z njo izpariti 5,5 m debelo plast vode okrog in okrog zemlje.

Da se učinek sončnih žarkov veča z višino, je zlasti znano planincem, ki obiskujejo visoke gore. Če se mudimo dalj časa v planinah, pridemo s počrnjeno kožo na obrazu nazaj.

Nerazumljivo pa nam postane dejstvo, da je v planinah in sploh v višinah polj hladno kljub močnejšim sončnim žarkom. V višinah nad 3.000 m padajo padavine celo poleti kot sneg, iz katerega se potem stvarjajo večna snežišča in iz njih ledeniki. Da je v planinah kljub močnejšim sončnim žarkom hladneje, zavisi to od temperature zraka, ki pade tudi v poletnem času pod 0° C. Tudi taljenje snega zavisi od temperature zraka. Kasneje bomo slišali, da piha v gorah stalno veter in da se zrak stalno izmenjuje med dolino in vrhovi. Poznamo takozvano redno izmenjavo med dnevnim dolinskim in nočnim gorskim vetrom. Pri vzpenjanju pa se zrak zaradi zmanjšanega zračnega pritiska širi, pri čemer se adiabatno ohlaja, kar pa bomo pozneje zelo podrobno obravnavali. Zaradi tega je zrak v višinah vedno ohlajen. Najbolje občutimo to sami. Če ležimo v gorah na soncu, nam je prijetno toplo, ker nas segrevajo direktni sončni žarki, če pa gremo v senco, nas pa zebe, ker nas obdaja mrzli zrak s temperaturo pod 0° C.

Segrevanje zemeljske površine. Tista sončna energija, ki dospe skozi atmosfero do zemeljskega površja, se na njem spremeni v toploto in ga segreva. Pri tem je važen kot, pod ⁂

katerim padajo žarki na zemeljsko površje. V sliki 6 padajo žarki pravokotno na ploskev AC. To ploskev segreva torej snop žarkov debeline AC. Če pa ploskev položimo vodoravno na zemeljsko površje v lego AD, tako da padajo žarki nanjo pod kotom e, potem pride za segrevanje iste ploskve, sedaj v legi AD, v poštev samo snop žarkov debeline AB, ki je manjši od snopa AC. Ista ploskev ima v vodoravni legi manj žarkov na razpolago kot v poševni legi, ko padajo žarki nanjo pod pravim kotom.

Jakost segrevanja je v istem razmerju kakor debelina snopa. Če zaznamujemo jakost žarkov pod kotom 90° z $I_{90°}$ in pod kotom e z I_e, je

$$I_{90} : I_e = AC : AB.$$

Ker je $AC = AD$,

je $$I_e = I_{90} \frac{AB}{AD},$$

ker pa je $$\frac{AB}{AD} = \sin e$$

je $$I_e = I_{90} \sin e.$$

Jakost segrevanja je torej direktno proporcionalna sin e, to je sinusu kota sončnih žarkov s horizontalno površino.

Ta zakon je odločilnega pomena za razdelitev sončne energije preko zemeljskega površja. Slika 7 nam predstavlja obsevanje naše zemlje za časa ekvinokcija (enakonočja), ko je sonce v zenitu na ekvatorju. Tu padajo žarki pod kotom 90°, v geografski širini 30° pod kotom 60°, v geografski širini 60° pod kotom 30° in na polu pod kotom 0°, to se pravi, da vodoravne ploskve na polu sončni žarki sploh ne obsevajo. Na podlagi tega dejstva je vsa zemeljska površina razdeljena v pet klimatskih pasov: v ekvatorialni topli, v dva zmerna in v dva polarna mrzla pasa.

Ker menja sonce v teku leta navidezno svoj položaj na nebu in sicer tako, da padajo žarki ob poletnem solsticiju (poletnem sončnem obratu) navpično na geografski širini 23 1/2° severno, ob zimskem solsticiju pa na 23 1/2° južno ekvatorja, obsega ekvatorialni topli pas območje med tema dvema širinama. Območje med 66 1/2° do pola pa je mrzli polarni pas. Ob poletnem solsticiju traja tu dan vseh 24 ur, ob zimskem solsticiju pa noč vseh 24 ur. Med širinama 23 1/2° in 66 1/2° pa se razprostira zmerno-topli pas.

Zavisnost segrevanja od naklona sončnih žarkov pride tudi

krajevno ,do veljave. Na južna pobočja ,hribov in gričev padajo žarki bolj strmo kot na ravnine, in na te zopet bolj strmo kot na severna pobočja. V Sloveniji, ki leži več ali manj na 46° severne širine, zadostujejo poleti že strmine z naklonskim kotom 22 1/2°, da padajo žarki nanje pravokotno. Ob poletnem solsticiju 21.junija padajo žarki namreč na 46° geografske širine pod kotom 67 1/2°. Če damo vodoravni ploskvi strmino 22 1/2°, padajo potem žarki nanjo pravokotno. Zato so južna pobočja priljubljena lega vinogradov, sadovnjakov in sploh človeških naselbin. Severna pobočja pa so malo obljudena in rasto na njih le temni gozdovi.

Sončna energija, ki dospe do zemeljskega površja, se še vedno ne uporablja vsa za njegovo segrevanje. En del se je namreč odbije na površju nazaj v vsemirje. Čim bolj gladko in čim bolj belo je površje, tem več energije se odbije. Največ se je odbije na belih snežnih površinah. Zato tudi nosijo smučarji v gorah temna očala, ker odbiti žarki preveč bleščo. Dobri reflektorji so tudi morske in jezerske površine. Refleks z morja ali jezera pride prav naselbinam in nasadom ob obali. Tako dobivajo vinogradi na slovenski obali od Devina do Trsta direktne in z morja reflektirane sončne žarke. Tudi ni gol slučaj, da se je glavno naselje ob Blejskem jezeru razvilo na njegovi severni strani, kamor padajo ne samo direktni, temveč tudi z jezera reflektirani žarki.

Precej reflektirajo žarki sive gladke skale v planinah in svetlorumena žitna polja v dolinah in ravninah. Zeleni travniki in temni gozdovi so bolj slabi reflektorji. Najmanj pa se žarki reflektirajo na temnih hrapavih skalah in na temnorjavi zemlji razoranih njiv in polj. Razmerju med odbito in vpadlo energijo pravimo albedo. Albus pomeni v latinščini bel.

Kolikor se sončne energije na zemeljskem površju končno le pretvori v toploto, se uporabi za segrevanje vrhnje plasti površja. Segreto površje, recimo zemlja, se v nadaljnjem obnaša z ozirom na svojo okolico kot vsako drugo toplo telo. Vsako telo izžarja toploto v obliki nevidnih toplotnih žarkov v vse strani v prostoru. Če je peč v sobi pretopla, postavimo pred njo zaslon, ki preprečuje dohod toplotnih žarkov do nas. Na enak način izžarja segreta zemlja toplotne žarke v vsemirje in to skozi atmosfero, pri čemer se ta nič ne segreje. Valovne dolžine toplotnih žarkov, ki jih izžarja zemeljska površina, znašajo 3,5 do 70 mikronov. Le del toplotnih žarkov, območje od 7 - 15 mikronov, prestrežejo vodni hlapi in oblaki, tako da ostane ta del žarkov v atmosferi. Zemlja torej dobiva svetlobno energijo, ki se v njej pretvori v toploto in jo potem kot toploto zopet izžarja v vsemirje. Pri tem se temperatura zemeljskega površja veča, če je dohod energije v obliki svetlobe ali vžarjanje večje kot istočasni odhod ali izžarjanje v obliki toplote. Če pa prične prevladovati izžarjanje nad vžarjanjem, potem prične temperatura padati. Toplotni žarki torej, ki jih zemlja izžarja, tudi ne pridejo v poštev za segreva-

nje zraka.

Drugi del toplote se z zemeljskega površja odvaja po zemeljskih molekulah v globlje plasti. Izmerjeno je, da sežejo toplotni vplivi s površja v teku enega dne do 1 m globine, v teku enega leta pa do 15 m globine. Silno zanimivo je zasledovati spremembe temperature v globljih plasteh pod površjem zemlje. Važna so ta opazovanja zlasti za agronomijo, toda tu ni mesta, da bi se v to podrobneje spuščali. Za nas je važno, da je tudi ta drugi del toplote izgubljen za segrevanje zraka nad površjem.

Tretji del toplote se uporablja za izhlapevanje vode iz zemlje. Na morju, jezerih, rekah in močvirjih se velik del toplote uporablja za izhlapevanje. Toda tudi vsaka vrsta zemlje je več ali manj vlažna in se del toplote uporablja za sušenje zemlje. Vodni hlapi sicer odidejo v zrak, toda zraka ne segrejejo direktno. Šele ko pride do zgostitve hlapov, se sprošča toplota in pride tako zraku v dobro, toda ne za njegovo segrevanje, temveč ta sproščena toplota vrši svoj vpliv tako, da se zrak ne ohlaja prehitro. O tem pa bomo kasneje podrobneje razpravljali.

Šele četrti del toplote, ki ga oddaja površje po dotiku neposredno nad njim ležeči zračni plasti, pride za segrevanje zraka v poštev. Najprej se segreje neposredna plast zraka tik nad površjem. Nato prodira toplota od molekula do molekula navzgor v višje plasti. Ker pa je zrak slab prevodnik toplote, se toplota le počasi širi navzgor. Pod koeficientom toplotne prevodnosti razumemo tisto množino toplote, ki prehaja v eni sekundi skozi ploskev 1 cm^2, če znaša temperaturna razlika na razdalji 1 cm 1°C. Pri srebru znaša ta koeficient 1,01, pri železu 0,15, pri apnencu 0,005, pri opeki 0,001, pri vodi 0,0014, pri zraku 0,00006 g kal. Vidimo, da je zrak v primeri z drugimi snovmi silno slab prevodnik toplote. V zraku se širi toplota približno 20 krat slabše kot v vodi in približno 90 krat slabše kot v apnencu, ki je eden glavnih sestavnih delov zemeljskih tal.

Segrevanje morske površine. Dve tretjini naše zemlje sta pokriti z morjem. Zato padeta dve tretjini poslane sončne energije na morje. Razdelitev te energije pa je na morski površini nekoliko drugačna kot na suhi zemlji. Omenili smo že, da so vodne površine dobri reflektorji svetlobnih žarkov. Dober del vpadle sončne energije se tedaj na morski površini odbije nazaj v vesmirje in je ta del za segrevanje morje in zrake nad njim izgubljen. Nadaljnji del sončne energije se uporabi za izhlapevanje vode. Saj je prav morje tisti vir vodnih hlapov, ki priplavajo z vetrovi kot oblaki nad suho zemljo in ji dado padavine. Ker je voda prozorno telo, prodro svetlobni žarki do večjih globin in segrevajo tako debelejšo plast, medtem ko segrevajo na celini samo tenko vrhnjo plast. Ugotovljeno je, da se rdeči in toplotni žarki uporabijo za segrevanje že v zgornjih plasteh morja in da prodro do globljih plasti samo zeleni, modri in vijoličasti žarki.

Zato tudi ima morje videz modrozelene barve.

Vendar pa segreta voda ne ostane na površju. Mislili bi, da je kot topla specifično lažja, vendar ni tako. Upoštevati moramo, da je morska voda slana. Z izhlapevanjem postaja površinska plast vedno bolj gosta na soli, ker izhlapeva le čista voda. S tem se poveča gostota morske vode in se zato spusti navzdol. Na njeno mesto pa priplava lažja spodnja voda, ki je hladnejša. Tako nastanejo navpični toki gor in dol, ki nosijo toplo vodo navzdol in hladno navzgor. Na ta način se posredno prenaša toplota v veliko globlje plasti kot v suhi zemlji. Dnevna sprememba temperature se v morju pozna do globine 15 m, letna sprememba celo do globine 200 m.

Podobni ~~xx~~ vzponski toki nastanejo tudi pri ohlajanju morja. Ko se zgornja plast ohladi, postane gostejša in se zato spusti navzdol. Na njeno mesto pa priplava iz globine toplejša voda, ki se na površju ohladi. Podobno se ohlaja tudi jezerska voda, toda pri segrevanju ostane segreta vrhnja plast stalno na vrhu. Jezerska voda namreč ni slana in zato pri izhlapevanju ne postaja gostejša. Prav lepo občutijo to kopalci v Bohinjskem jezeru. Če se samo z nogami spuste v globljo plast, občutijo takoj neprijetni hlad, medtem ko je vrhnja plast prijetno topla. V Bohinjskem jezeru pride ta občutek tudi zato bolj do izraza, ker teče skozi jezero Bohinjska Sava, ki stalno donaša hladno vodo in se kot težja spusti v globine. Topla površinska plast pa odteka v plitvi strugi pod mostom pri Sv.Janezu. V Blejskem jezeru ne pride opisani občutek tako do veljave, ker to jezero nima močnega dotoka niti odtoka. Segreta plast sega globlje kot v Bohinjskem jezeru, tako da kopalci hladnejše spodnje vode ne občutijo. Tudi nad površino vode se zrak segreva najprej samo po dotiku s segreto zgornjo plastjo. Odtod se potem toplota širi po podlatvi počasi navzgor. Samo s prevodom bi se temperaturne spremembe zraka ne občutile visoko zgoraj. V sledečem odstavku zvemo, kako se toplota prenaša v višje plasti zraka.

Segrevanje in ohlajanje zraka. Segreta zemlja oddaja po dotiku toploto zračni plasti, ki leži neposredno nad njo. Že zgoraj smo omenili, da se segretemu zraku poveča prostornina. S tem se zrak redči in njegova gostota postaja manjša. Na zemeljski površini se zrak nikjer ne segreva enakomerno. Opazujmo n.pr. brazde na njivi ali navadno krtino ali pa samo večji kamen na cesti. Tista stran krtine ali kamna, ki je obrnjena proti soncu, se bo zaradi bolj strmih sončnih žarkov bolj segrela kot nasprotna stran, ker padajo žarki poševno nad njo. Zrak nad sončno stranjo postane lažji kot zrak nad nasprotno stranjo. Segreti zrak se zaradi vzpona dvigne, na njegovo mesto pa pritisne okolni hladnejši in težji zrak. Ta se zopet segreje, se razširi navzgor, na njegovo mesto pa vdere nov hladnejši zrak. Vsa igra se ponavlja neprestano, dokler traja segrevanje. Krajevno nastanejo najprej čisto majhni zračni toki navzgor in navzdol. Tako se segreti zrak prenaša v višine, hladni pa se spušča navzdol.

To lahko opazujemo z lastnimi očmi na miganju zračnih plasti. Lepo se vidi to miganje polsti tik po poldnevu nad od sonca razbeljenim prodom, recimo na bregu širokih rečnih strug. Miganje zračnih plasti se lepo vidi nad kakim večjim ognjem v naravi ali nad razbeljenim železom.

Na ta posredni način se prenaša toplota v visoke višine. Čisto jasno je, da je segrevanje zraka nad vodnimi površinami manjše kot nad suho zemljo. Tik morske obale ali tudi jezera dobimo podnevi nad vodno površino zračne toke navzdol; v notranjosti nekoliko oddaljeni od obale pa vzponske toke navzgor. V višini teče zrak iznad suhe zemlje nad morje, se tu spusti navzdol, teče z morja nad zemljo, kjer se vzpne zopet navzgor.

Zrak se segreva vse dotlej, dokler se pod njim segrevajo tla. Tla vžarjajo sončno energijo in jo istočasno kot toploto izžarjajo zopet v vsemirje. Če se vžarjanje veča od trenutka do trenutka, se vzporedno s tem veča tudi izžarjanje. Toda dejstvo vžarjanja je večje kot izžarjanja, zato se telo oziroma tla segrevajo. Pri tleh se vžarjanje veča od sončnega vzhoda do najvišjega položaja sonca nad obzorjem, odgovarjajoč večanju kota sončnih žarkov. Čim se prične sonce na nebu tik za poldnevom nižati, se manjša tudi vžarjanje in prične prevladovati izžarjanje. Telo oziroma tla se pričnо ohlajati. Ko sonce zaide pod obzorje, tedaj tla samo še izžarjajo in se še bolj ohlajajo vse do novega sončnega vzhoda. Vzporedno s segrevanjem in ohlajanjem tal se segreva in ohlaja tudi zrak nad njimi. Zrak ima torej najnižjo temperaturo tik za sončnim vzhodom in doseže najvišjo temperaturo nekako ob 2. uri popoldne. Dejstvo vžarjanja med 12.uro in 2.uro popoldne še vedno prevladuje nad izžarjanjem. Toplotno ravnotežje med vžarjanjem in izžarjanjem je tako pri tleh kakor pri zraku doseženo šele nekako ob 2.uri popoldne, ob jasnih poletnih dneh še nekoliko pozneje, nekako ob 3. uri popoldne.

Če primerjamo dnevne ekstreme, to je najnižjo in najvišjo doseženo temperaturo, med tlemi in zrakom, opazimo, da je zjutraj temperatura tal nižja, popoldne pa višja od zraka. Temperaturno nihanje je pri tleh večje kot pri zraku. Oglejmo si najprej razliko pri maksimalni, to je pri najvišji temperaturi. Temperatura tal je zato višja, ker se začno tla prej segrevati kot zrak in ker se toplotna energija v tleh razdeli na razmeroma plitvo plast, največ do 1 m. V zraku pa nastanejo vzponski toki, ki nosijo segreti zrak v višine, celo nad 1.000 metrov. V naših krajih se morejo tla segreti nekako do 60° C, zrak v višini dveh metrov nad tlemi pa največ do 40° C.

Ko so tla in zrak dosegli najvišjo temperaturo, prične nato ta padati. Nekaj časa je temperatura tal še nad temperaturo zraka. Ker se pa tla hitreje ohlajajo kot zrak, nastopi trenutek, ko pade temperatura tal pod temperaturo zraka. Do tega trenutka

je zrak izžarjal svojo toploto samo navzgor. Od tega trenutka dalje pa jo prične izžarjati tudi navzdol proti hladnejšim tlem. Tla pa toko svojo kakor od zraka prejeto toploto izžarjajo še nadalje navzgor proti vsemirju. Tla sprejemejo vso toploto, ki jo izžarja zrak navzdol. Zrak pa prestreza samo toplotne žarke valovnih dolžin nekako od 7 do 15 mikronov. Pravzaprav so nevidni vodni hlapi tisti, ki prestrezajo te žarke, ostale pa prepuščajo. Tako je mogoče, da atmosfera ponoči izžarja toploto proti tlem, ta pa skozi atmosfero v vsemirje. Na ta način nastane takozvani temperaturni obrat ali temperaturna inverzija. Pri tem se temperatura zraka z višino veča. V dolgih jasnih nočeh pozimi more temperaturni obrat segati do višine 1.500 m. Več bomo o tem govorili pri obravnavanju meglenega morja.

Merjenje temperature zraka. Temperaturo zraka merimo s termometrom. Ozka steklena cevčica, kapilara, je spodaj nekoliko razširjena v bučko, kjer se nahaja živo srebro. Zgoraj je cevka zavarjena, prostor nad srebrom pa je brezzračen. Če se termometer segreva, se živo srebro razteza in živosrebrna nit se vzpenja navzgor. Ko pa se termometer ohlaja, se živosrebrna nit krči. Za cevko je skala, ki nam pove stopinje temperature. V talečem se ledu kaže termometer 0° C, v vreli vodi pa 100° C. C pomeni ime Celsius, ki je prvi uvedel razliko 100° med ledi-ščem in vreliščem. Angleži uporabljajo termometer po Fahrenheitu, ki kaže ledišče pri 32° F in vrelišče pri 212° F. Razlika med obema znaša 180° F.

1° F je torej: 100 : 180 = 0,55...°C ali 5/9° C.

Če hočemo spremeniti stopinje Fahrenheita v Celzijeve stopinje, odštejemo najprej Fahrenheitovim stopinjam 32 in ostanek pomnožimo s 5/9 ali 0,55. N.pr. 50° F je

(50 - 32) . 5/9 = 18.5/9 = 90 : 9 = 10° C.

Temperaturam pod lediščem stavljamo spredaj predznak minus (-). Ako so Fahrenheitove stopinje negativne, moramo 32 prišteti, n.pr. -10° F je

(-10-32).5/9 = -(10+32).5/9 = -42.5/9 = -210 : 9 = - 23,3° C.

Splošno se glasi formula za pretvorbo Fahrenheitovih stopinj v Celzijeve:

n°F = (n - 32) . 5/9° C,

kjer pomeni n stopinje Fahrenheita.

Ugotavljanje temperature zraka ni tako enostavno, kakor se na prvi pogled zdi. Če namreč izpostavimo termometer sončnim žarkom, ne pokaže ta temperature zraka, temveč svojo lastno temperaturo, ki je mnogo višja kot temperatura okolnega zraka.

termometer izpostavljen direktnim sončnim žarkom se namreč glede segrevanja prav tako obnaša kakor zemeljska plast. Sončni žarki ga bodo segreli ne pa zrak, ki mu hočemo določiti temperaturo. Če hočemo dobiti pravo temperaturo zraka, jo moramo meriti v senci. Vendar niti tukaj ne dobimo še prave temperature, ker merimo temperaturo zraka nad tlemi, ki niso segrevana od direktnih sončnih žarkov. Pa tudi je termometer v senci podvržen vplivom nebesne svetlobe.

Za točno merjenje temperature zraka postavljamo termometre v nalašč za to napravljene termometerske hišice. Hišica je lesena, stoji 2 m nad tlemi, podobna je zaboju, le da so vse štiri stene zgrajene v obliki dvojnih žaluzij, skozi katere prehaja zrak. Prav tako imata tudi pod in strop špranje odnosno luknje za dohod in odhod zraka. Streha je dvojna, zato ker se prva segreje druga pa ne toliko. Vse je belo barvano in lakirano, da odbija sončne žarke. Vrata se odpirajo na severno stran, da bi pri opazovanju sončni žarki ne obsevali notranjosti hišice. Notranje dimenzije hišice znašajo približno 50 x 50 x 50 cm, da cirkulira v njej zadostna množina zraka. Tako hišico lahko postavimo na sonce. Od tal segreti zrak prihaja skozi dno noter in uhaja ven skozi stranske žaluzije in skozi strop. Direktni sončni žarki ne pridejo v notranjost in tudi nebesne svetlobe je manj kot v navadni senci. Termometer je je v stalnem toplotnem ravnotežju z zrakom in kaže njegovo pravo temperaturo.

Termometerska bučka visi nekako v višini 2 m nad tlemi. To je internacionalna določba, da bi se merilo povsod enako. Kajti čim niže bi bil termometer, ten večjo temperaturo bi kazal začasa dnevnega maksima, odnosno tem nižjo začasa jutranjega minima. Da bi pa dobili lahko primerjajoče podatke, se meri povsod v višini 2 m nad tlemi.

Že zgoraj smo omenili, da niha temperatura zraka v teku 24 ur med nekim maksimom in nekim minimom. Za ugotovitev teh dveh podatkov nam služita takozvana maksimalni in minimalni termometer. V maksimalnem termometru je nad živim srebrom majhen steklen plavač, ki vsebuje železno palčico. Stekleni plavač ima ob straneh nežne steklene laske, ki se terejo ob straneh kapilare, tako da ne more plavač samostojno zdrkniti vzdolž kapilare. Živo srebro med dviganjem temperature potiska palčko naprej. Ko prične temperatura zopet padati, ostane palčka na mestu in nam njen spodnji del kaže najviše doseženo temperaturo. Ko opazujemo zvečer najvišjo temperaturo, potegnemo po opazovanju palčko s podkvastim magnetom zopet do živega srebra. Tako je termometer pripravljen za določitev maksima temperature naslednjega dne.

Za ugotovitev najnižje temperature nam služi takozvani minimalni termometer. Ta ne vsebuje živega srebra temveč alkohol.

železna palčka namreč plava v alkoholu. Ko se alkoholova nit pomika pri padanju temperature navzdol, vleče palčko s seboj. Ko se alkohol prične ponovno dvigati, ostane palčka na mestu in nam njen zgornji konec kaže najnižje dosečeno temperaturo. Po opazovanju potegnemo z magnetom palčko zopet navzgor do konca alkoholove niti. Paziti pa moramo, da jo z magnetom ne izvlečemo iz alkohola, ker bi se alkoholova nit pretrgala in bi palčke ne vlekla več s seboj. Ako se nam to pripeti, potem segrejemo termometer, s tem da ga samo približamo toplemu štedilniku. Alkohol se dvigne nad palčko in se združi s pretrganim delom.

Poleg vertikalnih maksimalnih in minimalnih termometrov, pri katerih se poslužujemo magneta, imamo tudi horizontalne, pri katerih spravljamo palčke nazaj, s tem da termometer samo nekoliko nagnemo. Palčka zdrsne sama na svoje mesto.

Zelo je razširjen takozvani Sixov združeni maksimalni in minimalni termometer. Ta sestoji iz steklene cevke zavite v obliki črke U. Srednji del vsebuje živo srebro, oba kraka levo in desno pa vsebujeta alkohol. Levi krak je zgoraj navadno še enkrat navzdol upognjen in je popolnoma napolnjen z alkoholom, desni krak pa je zgoraj razširjen v bučko, ki je samo do polovice napolnjena z alkoholom. Ostali del je izpolnjen z nasičenimi alkoholovimi hlapi, ki stalno izhlapevajo iz spodnje alkoholove tekočine. Raztezajoče se sredstvo zaradi spremembe temperature zraka je tu alkohol, ne živo srebro.

Če se termometer segreva, se širi alkohol v levem kraku in potiska živosrebrno nit navzdol, tako da se v desnem kraku živo srebro dviga in potiska palčko navzgor. Potrebni prostor za širjenje navzgor nastane tako, da se alkoholovi hlapi zaradi spodnjega pritiska navzgor sproti vtekočinijo. Ko se termometer prične ohlajati, preneha ta pritisk. Zaradi stalnega zmanjševanja pritiska pričnejo vtekočinjeni alkoholovi hlapi zopet izhlapevati in izvajajo sedaj ti-le pritisk navzdol. Zato se v desnem kraku pomika živo srebro navzdol, v levem pa navzgor. Sedaj potiska srebro v levem kraku palčko navzgor. Levi krak nam zato pokaže minimalno, desni pa maksimalno temperaturo. V obeh primerih je potrebno opazovati temperaturo na spodnjem delu palčke, ker se tu dotikata palčki z živim srebrom. Obe palčki spravimo nazaj do živega srebra z magnetom.

Maksimalni in minimalni termometri nam ob vsakem trenutku pokažejo tudi trenutno temperaturo. Pri točnem Sixovem termometru morata oba kraka kazati ob vsakem trenutku enako temperaturo.

Zelo se uporablja za ugottovitev maksimalne temperature zraka podoben termometer, kakor ga uporabljamo za ugotovitev

temperature človeškega telesa. Pri tem termometru je prehod iz spodnje bučke v gornjo cevčico zelo ozek. Tega izdelajo tovarne tudi na ta način, da moli iz dna bučke v cevčico tenka okrogla steklena konica. S tem dobi prehod obliko kolobarja. Pri višanju temperature potisne živo srebro svojo nit skozi ta ozek prehod. Pri padcu temperature pa živosrebrna nit ne more nazaj skozi ta prehod, ker je pritisk zaradi teže vse nitke premajhen. Zato ostane živosrebrna nit nad prehodom v vsej dolžini, ki jo je dosegla pri maksimalnem stanju temperature. Tako nam zgornji del nitke pokaže maksimum temperature. Če s termometrom nekoliko zamahnemo po zraku, spravi ta sunek nitko zopet skozi ozki prehod v bučko in termometer je zopet pripravljen za naslednji dan. Jasno je, da kaže ta termometer trenutno temperaturo samo med dviganjem temperature, po stresenju pa samo temperaturo tistega trenutka.

Za nepretrźno beleženje temperature uporabljamo termograf. Glavni del termografa je v krog zavita ploščica, ki sestoji iz dveh skupaj zvarjenih lamel iz različnih kovin, n.pr. med in železo, ali baker in niklovo jeklo. Ker imata obe kovini različni raztezmostni koeficient, se ploščica pri spremembi temperature krivi. En konec obročka je pritrjen na termografovo ohišje, drugi konec pa je v zvezi preko vzvodov s peresom, ki piše na diagramu. Ta je pritrjen na cilindrični uri, ki se navadno v enem tednu enkrat zavrti. Posnetek take enotedenske termografske krivulje kaže slika 8.

Poleg bimetalne ploščice je v rabi tudi ploščata v krog zavita metalna cevka, ki je napolnjena z alkoholom. Imenujemo jo Bourdon-ova cevka. Alkohol se krči in širi in z njim tudi cevka. To gibanje se prenese preko vzvodov na registrirajoče pero, podobno kakor pri bimetalnem termografu.

Termograf beleži nepretrźno potek temperature, moramo ga pa vedno kontrolirati z živosrebrnim termometrom in popravljati z vijaki registriranje krivulje. Jasno je, da mora biti tudi termograf postavljen v termometrski hišici.

Srednje vrednosti temperature. Ako hočemo z enim samim številom izraziti temperaturo zraka kakega kraja, potem povemo njegovo srednjo letno temperaturo. To pa dobimo iz vsakodnevnih opazovanj v vsem letu. Najprej moramo ugotoviti srednjo dnevno temperaturo za vsak dan. Omejimo se na termografskem papirju na neki določeni dan. Temperaturna krivulja poteka od polnoči do polnoči. Na tem termogramu je abscisa čas, ordinata pa temperaturna vrednost. Če izplanimetriramo ploskev, ki jo omejuje zgoraj temperaturna krivulja, spodaj temperaturna vrednost 0° C, ob straneh pa čas 0^h in 24^h in če to ploskev delimo z dolžino spodnje osnovnice, dobimo višino nekega pravokotnika, ki ima enako ploščino kakor prej izplanimetrirana ploskev. Ta višina, primerjana

s temperaturno vrednostjo na ordinati, nam da srednjo dnevno temperaturo dotičnega dne. Če potegnemo v tej višini paralelo z osnovico, deli ta paralela omenjeno ploskev tako, da je polovica ploskve nad, polovica pa pod paralelo. Tega postopka pa se ne poslužujemo, ker je planimentiranje predolgotrajno. Hitreje gre, če si za vsako uro izpišemo temperaturo, te vrednosti seštejemo in delimo vsoto s 24, kar nam da zelo dobro srednjo dnevno temperaturo.

Zelo se približamo tej vrednosti, če si izpišemo temperature za 7^h, 14^h in 21^h, te tri vrednosti seštejemo in delimo s 3, kar je zelo blizu srednji dnevni vrednosti. Temperatura ob 7^h je zelo blizu minima, ob 14^h blizu maksima, ob 21^h pa blizu srednje dnevne vrednosti. Ker temperaturna krivulja v teku dne pasira srednjo dnevno vrednost dvakrat na dan, prvič ko se dviga navzgor dopoldne nekako ob 9^h, in drugič ko se niža navzdol nekako ob 21^h, vzamemo vrednost ob 21^h dvakrat. Zato računamo srednjo dnevno vrednost po formuli $(7^h+14^h+2.21^h) : 4$, kar nam da precej točno srednjo dnevno vrednost.

Če se opazuje temperaturo samo enkrat na dan in sicer samo minimum in maksimum, potem izračunamo srednjo dnevno vrednost enostavno z računom: (minimum + maksimum) : 2, kar pa nam da za spoznanje nekoliko preniżko srednjo dnevno temperaturo in to predvsem v poletnih jasnih dneh.

Če smo na en ali drugi način ugotovili srednjo dnevno temperaturo za vsak dan v mesecu, nam da vsota vseh srednjih dnevnih temperatur deljena s številom dni v mesecu srednjo mesečno temperaturo. Končno dobimo iz vsote vseh srednjih mesečnih temperatur deljene z 12 srednjo letno temperaturo za tisto leto. Več let skupaj, in to čim več, najmanj pa 10, nam da dolgoletno srednjo letno temperaturo za tisti kraj.

Podrobneje se bavimo s temi srednjimi temperaturami v klimatologiji. Tu naj samo omenimo, da znaša v Ljubljani srednja letna temperatura okrog 9° C, v Trstu 14° C, na gori Obir na Koroškem v višini 2 044 m okrog 1° C, na Triglavu (2 863 m) - 3° C.

Adiabatno segrevanje in ohlajanje zraka. Ugotovili smo, da se zrak segreva po podelitvi toplote od strani tal in da se ohlaja, s tem da izžarja toploto v vsemirje ali pa tudi proti tlem. Pri tem segrevanju zrak toploto dobiva, pri ohlajanju pa oddaja.

Poznamo pa še drugo segrevanje odnosno ohlajenje zraka, pri katerem zrak toplote niti ne dobiva niti ne oddaja. Ko potiskamo zrak v zračnico dvokolesa, opazimo, da se tlačilka zelo segreje. To pride od stiskanja zraka. Če stisnemo zrak na manjšo prostornino, se segreje. Če mu pa damo možnost, da se razširi v

večjo prostornino, se pa ohladi.

Adiabatno segrevanje in ohlajanje zraka je silno važnega pomena pri vzpenjanju in spuščanju zraka. Če se zrak vzpenja v višine, pride pod manjši pritisk in se zato razširi. To širjenje pa je delo, ki se vrši na račun toplote zraka. Ker se toplota spreminja v delo, pade temperatura zraka. Račun pokaže, da se zrak ohladi za 1° C, če se vzpne za 100 m. Prav za toliko se segreje pri spuščanju navzdol. Podrobneje bomo še o tem govorili pri obravnavanju zgoščevanja vodnih hlapov. Beseda adiabaten pride iz grščine a-dia-baino, kar pomeni ne grem skozi. Toploto namreč v zrak niti ne prihaja niti iz njega ne odhaja. Zato govorimo o adiabatnem segrevanju in adiabatnem ohlajanju.

Če damo zraku v zaprti posodi neko toplotno množino dQ, se segreje za temperaturno razliko dT. Pritisk zraka na stene posode se sicer zveča, toda prostornina, ki jo zrak zavzema, je ves čas konstantna. Izkazalo se je, da znaša specifična toplota zraka pri konstantni prostornini C_v = 0,17 kal/g, to je ona množina toplote, ki je potrebna, da se 1 g zraka segreje za 1° C.

Recimo pa, da je urejeno tako, da se med segrevanjem prostornina lahko veča, tako da ostane pritisk zraka konstanten. Da se zrak segreje za enako temperaturno razliko dT, moramo v drugem primeru dati zraku večjo toplotno množino kot v prvem primeru. Zato mora biti tudi specifična toplota zraka pri konstantnem pritisku večja. Izkazalo se je, da znaša C_p = 0,24 kal/g. Vprašamo se, zakaj se je porabila razlika toplote

$$C_p - C_v = 0{,}24 - 0{,}17 = 0{,}07 \text{ kal/g}.$$

Ko se je zrak širil, je moral premagovati zunanji pritisk p. Recimo, da se je širil zrak samo navzgor. Pritisk na vodoravno ploskev x.y, je premagoval enak pritisk na poti z, da se je razširil za dv. Ker je pritisk na ploskev x.y sila in ker je ta sila delovala na poti z, pomeni izraz p.(x.y).z. delo, ki ga je vršil zrak med širjenjem. Izraz x.y.z je povečava voluma dv. Po prvem stavku iz termodenamike pa je delo enako toploti in sicer je 1 erg = $0{,}2383.10^{-7}$ kal/erg. Ta toplotni ekvivalent dela zaznamujemo z A. Gornje delo zraka pdv spremenimo v toploto, če ga pomnožimo z A.

V naravi se zrak zaradi dodane toplote dQ segreje za dT in razširi za dv. Velja torej

$$dQ = c_v\, dT + Apdv.$$

Iz te enačbe moramo izločiti dv in nadomestiti z dp, ker dv nikoli ne opazujemo temveč samo dp. Iz plinske enačbe vemo, da je

izraz pv/T pri vsaken stanju plina neka konstanta R. Če smo dali plinu neko množino toplote, se je spremenil v novem stanju pritisk p za dp, volumen v za dv in temperatura T za dT. Velja torej enačba

$$\frac{pv}{T} = \frac{(p+dp)\,(v+dv)}{T+dT}.$$

To enačbo lahko pretvorimo v izraz

$$\frac{dT}{T} = \frac{dp}{p} + \frac{dv}{v}.$$

Če vstavimo za v izraz iz plinske enačbe

$$v = \frac{RT}{p},$$

dobimo iz gornje enačbe za delo pdv izraz

$$pdv = RdT - RT\frac{dp}{p}.$$

Vstavimo ta izraz v enačbo za dQ. Potem dobimo:

$$dQ = c_v\,dT + ARdT - ART\frac{dp}{p}.$$

Po gay-Lussac-ovem zakonu je

$$v : (v + dv) = T : (T + dT).$$

Iz te enačbe dobimo

$$\frac{dv}{v} = \frac{dT}{T},$$

Ako opazujemo 1 g zraka in če znaša dT = 1° C in ker je $v = \frac{1}{\gamma}$, dobimo

$$dv = \frac{1}{\gamma T}$$

in pdv je tudi

$$pdv = \frac{p}{\gamma T} = R.$$

Pri širjenju 1 g zraka in pri segretju za 1° C je izvršeno delo pdv enako plinski konstanti R. To delo je v kalorijah enako razliki

specifične toplote zraka pri konstantnem pritisku in specifične toplote pri konstantnem volumu. Velja torej

$$c_p - c_v = AR$$

ali

$$A = \frac{c_p - c_v}{R}$$

Vstavimo v ta izraz znane vrednosti za c_p = 0,24 kal/g, c_v = 0,17 kal/g in

$$R = 2870 \frac{mb/cm^2}{gr/cm^3 . °K}$$

ali

$$R = 2,87.10^6 \text{ erg/g . °K.}$$

Potem dobimo:

$$A = \frac{0,24-0,17}{2,87.10^6} = 2,4.10^{-8} \text{kal/erg, to je}$$

vrednost, ki smo jo že zgoraj omenili. Ako upoštevamo, da je

$$c_p - c_v = AR,$$

potem se enačba za dQ spremeni v

$$dQ = c_p dT - (c_p - c_v) T \frac{dp}{p} .$$

To enačbo delimo s T in dobimo

$$\frac{dQ}{T} = c_p \frac{dT}{T} - (c_p - c_v) \frac{dp}{p} .$$

Ker pri adiabatnih procesih toplote niti ne dodajamo niti ne odvzemamo, je dQ = 0. Ko se namreč zrak vzpenja, pride pod nižji pritisk, zato se razširi. Ker pa gre širjenje, kakor smo gori videli, na račun toplote, se ta toplota jemlje zraku samemu in se zato zrak ohladi. Ker je dQ/T = 0, dobimo

$$0 = c_p \frac{dT}{T} - (c_p - c_v) \frac{dp}{p} ,$$

ali

$$\frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \frac{dp}{p} .$$

V to enačbo vstavimo za dp izraz iz barometrične formule,

$$dp = - \rho g dz.$$

Ker je

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

je $$dp = -\frac{,pg}{RT}\,dz.$$

Če vstavimo ta izraz za dp v gornjo enačbo, dobimo

$$\frac{dT}{T} = -\left(\frac{c_p - c_v}{c_p}\right)\frac{g}{RT}\,dz.$$

Izraz

$$-\frac{dT}{dz} = \left(\frac{c_p - c_v}{c_p}\right)\frac{g}{R}$$

pa nam predstavlja spremembo temperature zraka pri vzpenjanju v višino. Ker so na desni strani vse količine znane, dobimo

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{0,24-0,17}{0,24}\cdot\frac{9.81}{287} = 0,00981\ ^{\circ}C/_{m}$$

ali

$$-\frac{dT}{dz} = 0,981^{\circ}\ C/100\ m.$$

Izraz -dT/dz imenujemo vertikalni temperaturni gradient in sicer je negativen, ker pove, da temperatura zraka pada, če se zrak dviga v višine. Ta padec znaša 0,981°C ali okroglo 1°C na 100 m vzpona. Prav za toliko se zrak segreje, če se z višin spušča navzdol. Pri spuščanju navzdol pride zrak pod višji pritisk in se zato stiska. Prostornina se mu zmanjša in tista toplota, ki se je prej uporabljala za delo pri širjenju, se sedaj sprošča in segreva zrak.

Ako intergriramo izraz

$$\frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p}\cdot\frac{dp}{p}$$

v mejah od T_o do T_1 in od p_o do p_1,

dobimo $$\int_{T_o}^{T_1}\frac{dT}{T} = \frac{c_p - c_v}{c_p}\int_{p_o}^{p_1}\frac{dp}{p},$$

$$\ln\frac{T_1}{T_o} = \frac{c_p - c_v}{c_p}\ln\frac{p_1}{p_o}.$$

Ako iz tega izraza odpravimo logaritme in izračunamo T_o, dobimo

$$T_o = T_1\left(\frac{p_o}{p_1}\right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}}.$$

Ker je $$\frac{c_p - c_v}{c_p} = \frac{0,24-0,17}{0,24} = 0,288$$

je

$$T_o = T_1 \left(\frac{p_o}{p_1}\right)^{0,288}.$$

Tej enačbi pravimo Poissonova-ova enačba. S pomočjo tega izraza izračunamo temperaturo T_o, ki jo dobi zrak s temperaturo T_1 in pod pritiskom p_1, če se spusti pod normalni pritisk p_o = 1000 mb. Tako izračunamo temperaturo imenujemo potencielno temperaturo.

Recimo, da se zrak nahaja v višini pod pritiskom 500 mb in da ima temperaturo -20°C, kar je enako 253°K. Če se ta zrak spusti navzdol pod pritisk 1000 mb, dobi temperaturo T_o, ki je enaka

$$T_o = 253 \left(\frac{1000}{500}\right)^{0,288} = 308,9°K = 35°C.$$

Prav za toliko bi se zrak ohladil, če bi se dvignil izpod pritiska 1000 mb do pritiska 500 mb. Predpostavimo seveda, da se med dvigom ni vršila kondenzacija.

V l a g a v z r a k u .

Merjenje vlage. Psihrometer. Že pri zračnem pritisku smo omenili, da so vodni hlapi, ki se stalno nahajajo v zraku, njegov sestavni del. Po Daltonovem zakonu je vsota pritiskov posameznih plinov enaka celotnemu pritisku vse mešanice plinov. Vodni hlapi sodelujejo torej pri celokupnem zračnem pritisku. Da je to tako, nas prepriča sledeči poskus. Pod steklen poveznik denimo snov, ki vsrkava rada vlago, recimo živo apno ali kalcijev klorid $CaCl_2$. Poleg postavimo aneroidni barometer. Nato poveznik hermetično zapremo. Barometer kaže takoj v začetku prav tak pritisk, kakor vlada zunaj poveznika. Apno vsrkava vlago in s tem izginevajo vodni hlapi iz zraka. Barometer pokaže padec zračnega pritiska. Tistih vodnih hlapov, ki so pred poskusom sodelovali pri skupnem zračnem pritisku v zraku pod poveznikom, ni več, ker jih je vsrkalo apno.

Razlika med pritiskom prej in potem je torej mera za vlago v zraku. Ker merimo zračni pritisk v mm ali mb, merimo tudi pritisk vodnih hlapov v mm ali v mb. Tega načina merjenja vlage pa v meteorološkem opazovanju ne uporabljamo. Najbolj vsakdanja metoda je merjenje s takozvanim psihrometrom.

Da bomo tega razumeli, moramo poznati prej takozvani maksimalni ali nasičenostni pritisk vodnih hlapov. Mislimo si zopet sledeči poskus. Postavimo pod že zgoraj omenjeni poveznik aneroid in manjšo plitvo in precej široko posodico z vodo. Nato poveznik hermetično zapremo. Iz posodice izhlapevajo vodni hlapi in aneroid pokaže zvišanje pritiska. Vendar se bo pritisk večal samo do neke vrednosti, na kar se večanje pritiska ustavi. Istočasno bomo opazili, da se nekaj vodnih hlapov zgoščuje na steni poveznika v obliki majhnih meglenih ali rosnih kapljic. Če pa zrak v povezniku nekoliko segrejemo, recimo, da mu približamo kak vroč predmet, tako da se temperatura zraka pod poveznikom zviša, izginejo rosne kapljice in pritisk na aneroidu se zopet nekoliko zviša, na kar se ponovno ustavi. Z novim segrevanjem se pojav ponovi. Če sedaj poveznik na kak način močno ohlajamo, se bodo vodni hlapi pričeli močno zgoščevati v obliki rose na steni poveznika in pritisk na aneroidu bo padal.

Iz tega sklepamo, da more zrak pri določeni temperaturi vsebovati samo določeno množino vodnih hlapov. V tak zrak ne more več voda izhlapevati nadaljnjih hlapov. Pravimo, da je zrak z vodnimi hlapi nasičen. Takrat izvajajo vodni hlapi pri temperaturi zraka t svoj maksimalni pritisk, ki ga za razliko od navadnega nenasičenega pritiska e zaznamujemo z velikim E.

Maksimalni ali nasičenostni pritisk poznamo že vnaprej, ker se ga da določiti z gornjim in s podobnimi poskusi. Na razpolago imamo tabele za vse mogoče temperature zraka nad in pod 0°. Pri temperaturah pod 0° moramo paziti, ali je površina spodnje vode tekoča ali ledena. Če čista voda namreč mirno stoji, se more ohladiti celo do -30°C, ne da bi zmrznila. Taki vodi pravimo, da je podhlajena. Nad podhlajeno vodno površino je namreč nasičenostni pritisk vodnih hlapov nekoliko večji kot nad površino ledu. Priložena tabela prikazuje pritiske nasičenostnih vodnih hlapov v mm. Za razmere nad ledeno površino je na naslednji strani posebna tabela.

Voda

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
50	92,5	97,2	102,1	107,2	112,5	118,0	123,8	129,8	136,1	142,6
40	55,3	58,3	61,5	64,2	68,5	71,9	75,6	79,6	83,7	88,0
30	31,8	33,7	35,7	37,7	39,9	42,2	44,6	47,0	49,7	52,4
20	17,5	18,6	19,8	21,1	22,4	23,8	25,2	26,7	28,3	30,0
10	9,21	9,84	10,52	11,23	11,99	12,78	13,63	14,53	15,48	16,48
0	4,58	4,93	5,29	5,68	6,10	6,54	7,10	7,51	8,04	8,61
- 0	4,58	4,26	3,95	3,67	3,40	3,16	2,93	2,71	2,51	2,32
-10	2,14	1,98	1,83	1,68	1,55	1,43	1,31	1,21	1,11	1,02
-20	0,93	0,86	0,78	0,72	0,65	0,60	0,54	0,49	0,45	0,41
-30	0,37	0,34	0,31	0,28	0,25	0,23	0,21	0,19	0,17	0,15

Led

- 0	4,58	4,22	3,88	3,57	3,28	3,01	2,76	2,54	2,32	2,13
-10	1,95	1,78	1,63	1,49	1,36	1,24	1,13	1,03	0,93	0,85
-20	0,77	0,70	0,64	0,58	0,52	0,47	0,42	0,38	0,34	0,31
-30	0,28	0,25	0,23	0,20	0,18	0,16	0,15	0,13	0,12	0,11

Psihrometer sestoji iz dveh popolnoma enakih termometrov. Eden izmed njiju ima spodnjo bučko ovito s cunjico iz blaga muzelina, to je blago za obvezovanje ran, ki je bolj nagosto stkano. Njen spodnji konec se stalno namaka v destilirani vodi ali vsaj deževnici odnosno snežnici. Navadna voda vsebuje namreč apnenec, ki bi med izhlapevanjem ostajal na cunjici in bi cunjica zaradi tega ne mogla več čez nekaj časa vsrkavati vode iz spodnje posodice. Psihros pomeni v grščini hladen. Pri psihrometru je mišljen kot hladni termometer tisti, ki je ovit z mokro cunjico.

Na mokrem termometru stalno izhlapeva voda. Za izhlapevanje vode je potrebna toplota. Ta se jemlje zraku, ki neposredno obdaja cunjico. Ker se temu zraku jemlje toplota, mu pade temperatura in zato kaže mokri termometer, ki ga obdaja tako ohlajeni zrak, nekoliko nižjo temperaturo kot sosedni termometer, ki mu pravimo suhi termometer. Razlika med obema termometroma se imenuje psihrometrska diferenca. S pomočjo te diference se da sklepati na pritisk vodnih hlapov, ki vlada v zraku s temperaturo suhega termometra.

Rekli smo, da je za izhlapevanje vode z mokrega termometra potrebna toplota, ki se jemlje zraku. Recimo, da je teža prostornine tistega zraka, ki je to toploto oddal, m g. Masa tega zraka je proporcionalna zračnemu pritisku, kajti čim večji je pritisk, tem gostejši je zrak v enaki prostornini. Če se oziramo na vsakokratni pritisk p_1 in če znaša normalni pritisk p, je masa omenjene množine zraka $m\frac{p_1}{p}$. Ta zrak ima neko določeno prostorno, ki ne vsebuje samo suhega zraka, ampak tudi vodne hlape. Če bi vodni hlapi imeli enak pritisk in enako temperaturo kakor suhi zrak, bi masa enake prostornine vodnih hlapov znašala 0,623 ali približno 5/8 mase suhega zraka. To relativno gostoto vodnih hlapov z ozirom na suhi zrak zaznamujemo z s. Pritisk vodnih hlapov zaznamujemo z e. Masa vodnih hlapov, ki izpolnjujejo enako prostornino kakor suhi zrak z maso m, je potem enaka $m.s.\frac{e}{p}$. Pritisk vodnih hlapov okoli mokrega termometra pa je večji kot okoli suhega termometra, ker je poleg že obstoječih vodnih hlapov prišlo v zrak okoli mokrega termometra še nekaj hlapov s cunjice. Ta povečani pritisk vodnih hlapov zaznamujemo z E'. Razlika obeh pritiskov E'-e je tista množina vodnih hlapov, ki je izhlapela iz cunjice in ki je vzela toploto zračni masi m. Masa teh vodnih hlapov je:

$$\frac{m.s.E'}{m.s.p} - \frac{m.s.e}{m.s.p} \text{ ali } (E'-e)\frac{m.s}{p} .$$

Za izhlapevanje 1 g vode potrebujemo izparilno toploto l = 600 g kal, ki jo poznamo kot latentno toploto. Množina izparilne toplote, ki izpari gornjo množino vodnih hlapov, je enaka:

$$(E'-e)\frac{m.s}{p} . l.$$

Ta izparilna toplota je enaka tisti toploti, ki se je odvzela zraku z maso m, da mu je padla temperatura t na t'. t'je temperatura mokrega termometra. Ta toplota je enaka:

$$(t-t').m.c_p,$$

kjer pomeni c_p specifično toploto zraka pri konstantnem pritisku. Ta toplota je enaka prejšnji izparilni toploti. Lahko torej postavimo:

$$(E'-e)\,\frac{m.s}{p}\,.\,l = (t-t').m.c_p.$$

V tej enačbi je neznan e, to je pritisk vodnih hlapov v zraku z vladajočo temperaturo t. Iz gornje enačbe dobimo:

$$e = E' - \frac{p}{l.s}\,.\,(t-t')p.$$

Če vstavimo za $c_p = 0{,}24$, $l = 600$, $s = 0{,}623$,

dobimo: $e = E' - 0{,}00064\,(t-t')p.$

Iz te enačbe lahko izračunamo vladajoči pritisk vodnih hlapov e. Vse ostale količine pa so nam znane, E' iz tabel, ostali dve, (t-t') in p, pa opazujemo. Pri različnem pritisku p se e prav malo razlikuje. Zato lahko vstavimo za p normalni pritisk 760 mm. S tem se gornja psihrometrska konstanta spremeni v 0,00064.760 = 0,486, ali okroglo 0,5. Empirična formula za izračunanje pritiska vodnih hlapov s psihrometrom se končno glasi:

$$e = E' - 0{,}5\,(t-t')\,\frac{p}{760}$$

To se pravi, da dobimo pritisk vodnih hlapov v zraku s temperaturo t in pri pritisku p = 760 mm, če odštejemo od maksimalnega pritiska vodnih hlapov, ki vlada okrog mokrega termometra, polovico psihrometrske diference.
Iskani pritisk vodnih hlapov je

$$e = 12{,}79 - 0{,}5\,(20 - 15) = 12{,}79 - 2{,}5 = 10{,}29 \text{ mm}$$

Zgoraj smo ugotovili, da znaša takozvana psihrometrska konstanta

$$\frac{c_p}{l.s}\,.\,p = 0{,}00064\,.\,p.$$

Ugotovili smo tudi, da se lahko določi pritisk vodnih hlapov še na drugi način. Če torej poznamo e, lahko psihrometrsko konstanto empirično določimo z znanim e. S takimi poskusi so ugotovili, da je vrednost psihrometrske konstante zavisna od hitrosti vetra in sicer je največja v tihem ozračju in se manjša s hitrostjo vetra. Tako znaša pri vetrovni višini 0,0001200
pri zmernem vetru 0,000800
pri močnem vetru 0,000650.

Teoretično izračunana psihrometrska konstanta odgovarja torej razmeram precej razgibanega ozračja. Ker je psihrometer zaprt v termometrski hišici, vlada znotraj nje več ali manj tišina.

Da bi se pa,opazovanja čim bolj prilagodila zunanjim razmeram, je na mokrem termometru pritrjen ventilator - aspirator, ki skozi stekleno cevko, ki ~~je~~ obdaja cunjico, vleče zrak ob cunjici navzgor, tako da se veter umetno napravi. Njegova hitrost ne sme biti manjša kot 3 m/sek. S takim aspiracijskim psihrometrom se potem pravilno določi vlago v zraku.

Velike so težave pri opazovanju vlage pri temperaturah globoko pod 0°. Mokra cunjica navadno zmrzne in potem kažeta oba termometra enako temperaturo. V takih primerih postopamo na sledeči način. Najprej se cunjico zmoči z vodo, ki naj bi ne imela temperature mnogo nad 0° C. Nato moramo razmeroma dolgo čakati, da pade temperatura mokrega termometra pod temperaturo suhega. Pri tem moramo paziti ali je cunjica pokrita s tekočo podhlajeno vodo, ali pa s tenkim ledenim pokrovom. V enem ali drugem primeru moramo potem rabiti odgovarjajočo tabelo za podhlajeno vodo,ali led. Ves ta postopek je zelo zamuden in zato raje uporabljamo takozvani lasni higrometer, ki tudi pri nizkih temperaturah ne odpove. Obravnavali pa ga bomo pozneje.

Absolutna in relativna vlaga. Vlaga izražena v mm pritiska nam ne pove prave množine vode v zraku. S pritiskom $\underline{e}$ pa lahko izračunamo koliko g vode vsebuje vsak m^3 zraka. Teža 1 m^3 suhega zraka pri pritisku p_o = 760 mm in temperaturi t_o = 0° C znaša ρ_o = 1293 g. Pri pritisku $\underline{p}$ in temperaturi $\underline{t}$ pa znaša $\rho_{p,t}$ to je

$$\rho_{p,t} = \frac{\rho_o}{1+\alpha . t} \cdot \frac{p}{p_o}$$

Ker znaša relativna gostota vodnih hlapov z ozirom na suhi zrak s = 0,623 znaša teža 1 m^3 vodnih hlapov pri pritisku $\underline{e}$ in temperaturi t.

$$\rho_{\text{vod.hl.}(e,t)} = \frac{\rho_o . 0,623}{1+\alpha . t} \cdot \frac{e}{p_o} .$$

ali

$$\rho_{\text{vod hl}(e,t)} = \frac{1293 . 0,623}{760} \cdot \frac{e}{1+\alpha . t} = 1,06 \cdot \frac{e}{1+\alpha . t} .$$

Kadar je $1+\alpha t = 1{,}06$ sta e in $f_{vod.hl.}$ številčno enaka, to je pri t = 16,4°C. Pri nižjih temperaturah je število za $f_{vod.hl.}$ nekoliko večje, pri višjih temperaturah nekoliko manjše kot za pritisk e. Naslednja tabelica nam prikazuje primerjavo pritiska nasičenih vodnih hlapov e in teže vodnih hlapov v 1 m^3 vlažnega zraka $f_{vod.hl.}$

t	-20°	+10°	0°	10°	16,4°	20°	30°	
E	0,96	2,16	4,58	9,21	13,9	17,54	31,83	mm
vod.hl.	1,10	2,38	4,85	9,39	13,9	17,33	30,66	g/m^3

Če primerjamo obe vrednosti, vidimo, da se mnogo ne razlikujeta. Ne napravimo velike napake, če izmerjeni pritisk e smatramo kar takoj za težo vode v 1 m^3 v gramih. To vrednost imenujemo absolutno vlago.

Če primerjamo faktično vlago v zraku, to je pritisk e z maksimalno možno vlago E v zraku, in izrazimo to razmerje v procentih, dobimo relativno vlago f. Po sklepnem računu je

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%.$$

Recimo, da opazujemo pri t= 20°, e = 14,3 mm. Ker znaša maksimalna vlaga pri 20°C E = 17,4 mm, je relativna vlaga

$$f = \frac{14{,}3}{17{,}4} \cdot 100 = 82\%.$$

Poznanje relativne vlage je zelo važno, kajti ta določa, ali je zrak suh ali vlažen. Pri eni in isti absolutni vlagi je lahko zrak suh, če je temperatura visoka, ali vlažen, če je temperatura nizka. Recimo, da se pri gornjem primeru temperatura zraka dvigne od 20° na 30°, potem znaša relativna vlaga

$$f = \frac{14{,}3}{31{,}8} \cdot 100 = 45\%.$$

Če pa temperatura pade od 20° na 16,8°, potem relativna vlaga zraste na

$$f = \frac{14{,}3}{14{,}3} \cdot 100 = 100\%.$$

V tem primeru vsebuje zrak maksimalno možno vlago in pravimo, da je zrak z vodnimi hlapi nasičen. Če temperatura še nadalje pada, postaja zrak z vodnimi hlapi prenasičen in se vodni hlapi pričnо zgoščevati. Tisti temperaturi, pri kateri postane zrak z vsebovanimi vodnimi hlapi nasičen, odnosno pri kateri doseže rela-

tivna vlaga 100 %, pravimo rosišče.

Ko določamo vlago v zraku, je važno poznati temperaturo rosišča, kajti z njo lahko sklepamo na nastanek rose, slane ali megle, o čemer pa bomo govorili pozneje.

Higrometer. Instrument, ki nam direktno pove relativno vlago v procentih, imenujemo higrometer. Hygros pomeni v gršćini vlažen. Bistveni del higrometra so človeški lasje. Lasje imajo lastnost, da se v suhem zraku, to je pri nizki relativni vlagi, krčijo, v vlažnem zraku, to je pri visoki relativni vlagi, pa daljšajo. Svojo največjo dolžino dosežejo v zraku nasičenem z vodnimi hlapi, to je v megli. Daljšanje in krčenje las je enakomerno pri vseh temperaturah in je zavisno od samo od relativne vlage. Zato je higrometer zelo primeren za določanje vlage pri nizkih temperaturah pod 0°C.

Sledeča tabelica kaže daljšanje las v % celokupnega podaljška od 0 % do 100 % relativne vlage. Podaljšek lasu pri 100% relativne vlage znaša 2,5% svoje celokupne dolžine.

Rel.vlaga v %	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Podaljšek v %	0	20,9	38,8	52,8	63,7	72,8	79,2	85,2	90,5	95,4	100

Ta tabelica pove, da se las v začetku daljša zelo hitro, čim pa postaja zrak bolj vlažen, je daljšanje počasnejše. V tem razmerju je razdeljena tudi skala higrometra. Las ali šop lasov je na enem koncu pritrjen, drugi konec pa je na en ali drugi način obtežen, da so lasje stalno napeti. Obteženi konec lasu je v zvezi s kazalcem, ki se premika ob skali. Z nekim vijakom primerno uravnavamo kazalec, da se podatek s higrometra ujema s podatkom, ki ga dobimo s psihrometrom. Enkrat dobro urejeni higrometer pravilno kaže relativno vlago tudi pri nizkih temperaturah pod 0°.

Higrometer se da urediti tudi kot registrirajoči instrument, to je kot higrograf, ki je po zunanjosti podoben termo-ali barografu. Boljši higrografi imajo po več lasnih šopov, do devet, ki so razporejeni v obliki harfe. V sliki 9 vidimo enotedenski higrogram. Medtem ko se v teku enega dne absolutna vlaga v zraku ne menja mnogo, zaznamuje krivulja relativne vlage veliko nihanje. Zjutraj ob temperaturnem minimu doseže relativna vlaga skoraj vsak dan 100 %. Z višanjem temperature se vzporedno niža relativna vlaga in doseže svojo najnižjo vrednost prav ob temperaturnem maksimu, to je nekako med 2.uro in 3.uro popoldne. Nato prične temperatura padati, relativna vlaga pa se večati. Vidimo, da ima relativna vlaga prav obratni potek kakor temperatura.

Pomen absolutne in relativne vlage. Kadar merimo vlago, odnosno kadar hočemo označiti vlažnostne razmere zraka, moramo povedati obe vlagi, absolutno in relativno vlago. Kajti pri dveh

enakih relativnih vlagah moremo imeti dve različni absolutni vlagi. More pa biti tudi narobe; pri dveh enakih absolutnih vlagah moremo imeti dve različni relativni vlagi. Vlaga v zraku zelo vpliva na človeka, živalstvo in rastlinstvo.

Tako je n.pr. za človeka najbolj ugodna relativna vlaga 60 % pri temperaturi 18°C. Pri teh razmerah znaša absolutna vlaga 9,2 gr. Če je relativna vlaga manjša, je zrak presuh. V presuhen zraku se nam sušijo ustnice in nas zelo žeja. Pomagamo si na ta način, da položimo na peč ali radiator centralne kurjave posodo z vodo. Voda izhlapeva in povečuje vlago v zraku. Sledeči primer nam pokaže, kako se spremene vlažnostne razmere v sobi, če jo pozimi zakurimo. Recimo, da stopimo v sobo, ki ni zakurjena. Najprvo jo hočemo dobro prezračiti. Odpremo okna, skozi katere pride zunanji zrak. Temperatura zunanjega zraka naj znaša 0°C in naj bo meglen dan. Relativna vlaga zunanjega zraka naj znaša 95 %. Absolutne vlage je v njem 4,4 g/m^3. Zapremo okna in peč zakurimo. Čez par ur kaže sobni termometer 18°C. Pri temperaturi 18° in absolutni vlagi 4,4 g/m^3, pa znaša relativna vlaga komaj 29 %. Zrak je presuh. Postavimo posodo z vodo na peč in čez nekaj ur ugotovimo, da se je relativna vlaga povečala na 60 %. Absolutna vlaga se je povečala na 9,2 g/m^3. Če so dimenzije sobe 10x10x4 = 400 m^3, vsebuje ves zrak v sobi 400 x 9,2 = 3.680 g ali nekaj več kot tri litre in pol vode.

Visoka absolutna vlaga pri visoki temperaturi zraka je za človeško telo zelo nevarna. Saj smo že večkrat slišali, da je koga zaradi <u>soparice</u> zadela <u>vročinska kap</u>. Pod soparico razumemo topel in absolutno zelo vlažen zrak. Dognano je, da prične soparica v Srednji Evropi pri sledečih temperaturnih in vlažnostnih razmerah.

Temperatura:	22°	24°	26°	28°	30°
rel. vlaga:	75%	70%	60%	50%	45%

Vidimo, da mora biti relativna vlaga tem nižja, čim višja je temperatura, da nam prevlažni zrak ne škodi. Zrak je najbolj soparen v tropičnih krajih blizu obale, otokov ali blizu velike reke. Ob Kongu v centru Afrike znaša relativna vlaga pri temperaturi zraka 30° povprečno 60%. Zgoraj pa smo videli, da prične soparica za srednjeevropski organizem že pri 45 %. Za Evropejca je soparni tropični zrak nevzdržljiv in se mora belec po preteku nekaj let vrniti bolan v domovino, ali pa se izseliti v višje nadmorske višine, kjer vladajo zaradi manjše količine vlage zopet normalne razmere.

Kako vpliva presuh zrak na človeka, vidimo iz sledečih primerov. Na zemlji je zrak najbolj suh v puščavah. V puščavi Libiji v oazi Kufra so nekega poletja v avgustu bile naslednje

razmere: temperatura je znašala 38,9°, absolutna vlaga 4,5 g. Če pomislimo, da je pri gornji temperaturi zrak nasičen šele z 51,5 g, tedaj nam je to zadosten dokaz, kako suh je bil zrak. Relativna vlaga je znašala samo 9 %. Evropski potniki pripovedujejo, da jim v tako suhem zraku pokajo ustnice in nohti na prstih, na rokah pa se jim je ločila koža-povrhnica. Nekaj sličnega sem doživel tudi sam na svojem potovanju v Maroku. Bilo nas je 20 turistov, ki smo potovali v gore visokega Atlasa. Zaradi presuhega zraka smo vsi krvaveli,iz nosa. Pri vdihavanju so se nam nosnice posušile, pri čemer so žilice popokale, tako da so nosnice po malem krvavele. Pomagali smo si s tem, da smo držali pred nosom moker robec, iz katerega smo vdihavali vlago.

Pri dihanju tudi oddajamo vodo iz svojega telesa. Vdihujemo razmeroma suh zrak, ki se v pljučih pomeša z vodnimi hlapi, in izdihujemo vlažnega. Če dahnemo na hladno steklo, se izdihani zrak na njem ohladi in ga orosi. Človek pa oddaja vodo tudi skozi kožo. Tako izda Človek dnevno povprečno 900 gr vode, od tega odpade na samo kožo 540 gr. Čim bolj je zrak suh, tem več vode oddamo, čim bolj je vlažen, tem manj. V suhem zraku nas žeja,ker smo oddali preveč vode. V vlažnem zraku pa se potimo, ker voda ne more izhlapeti hitro iz telesa. Vlažni zrak je že ima itak preveč.

Vlaga vpliva tudi na drugo delovanje v telesu. Zdrav človek v normalnih razmerah urinira poleti v suhem zraku malokrat in bolj zgoščeno, pozimi v vlažnem zraku pa večkrat in bolj razredčeno. Ker ne moremo pozimi zaradi vlažnega zraka oddati z dihanjem toliko vode kakor poleti, se voda izloča z urinom. V vseh teh primerih smatramo, da je zrak vlažen zlasti takrat, če je njegova relativna vlaga visoka. Pozimi je zrak vlažen, ker je pri svojih nizkih temperaturah s svojo nizko absolutno vlago skoro nasičen.

Zelo važen je tudi vpliv vetra na vlažnostne razmere. Ko prihaja voda v zrak z vodne površine, je zrak neposredno nad vodo kmalu nasičen z vlago, tako da iz segrete vode ne more več sprejemati vlage. Veter pospešuje izhlapevanje s tem, da odnaša izhlapelo vodo. Na njegovo mesto pa prinese drug zrak, ki še ni nasičen. Čim močnejši je veter, tem močnejše je izhlapevanje. Sedaj nam je jasno, zakaj uporabljajo ženske na plesih pahljače. Med plesom se razgrejejo, tako da se spote. Pot izgine z obraza samo, če izhlapi ł v zrak. Da bi pot prej izginil, si delajo veter s pahljačo, kar pospešuje izhlapevanje. Poleg tega pa izhlapevanje vode z obraza odvzema toploto zraku in ta koži, kar prijetno hladi. Če z vetrom izhlapevanje pospešimo, je odvzemanje toplote še večje in občutek ohladitve tem večji. Veter tudi bolj suši izobešeno perilo.

Pospešeno izhlapevanje z vetrom ima tudi v gospodarstvu

svoj pomen. /Sakdo, ki se razume na dobro jedačo, pozna slastno primorsko surovo gnjat. Na Primorskem je znana pot italijansko popačenko "pršut", kar pride iz italijanskega "prosciutto", posušen. Primorci namreč še svežo gnjat obesijo na podstrešje, da se prirodno suši posuši. Ker piha na Primorskem pozimi močna burja, se gnjat kmalu posuši. Burja prodre skozi špranje do gnjati in odnaša izhlapelo vodo iz nje. V Ljubljanski kotlini ne more nastati taka posušena gnjat, prvič, ker je zrak vlažen (ljubljanska megla/, in drugič ker ni močnega suhega vetra. Zato so tu kmetje prisiljeni sušiti koline v dimnikih, kjer je zaradi ognja zrak topel in suh in s tem relativna vlaga nizka.

Izhlapevanje vlage zavisi tudi od jakosti zračnega pritiska. Vemo, da je izhlapevanje tem večje, čim manjši je zračni pritisk. Ker se pritisk z nadmorsko višino manjša, je izhlapevanje v planinah večje kot v dolinah. Zato voda v planinah zavre že pradem doseže 100°C. Poleg tega je v planinah tudi veter močnejši. Zato padla drevesa ali poginule živali na planinah ne segnijejo, temveč se posuše. Iz njih izhlapi vsa voda, tako da ostane samo posušeno meso, kost in koža.

<u>Zgoščevanje vlage zaradi izžarjanja toplote</u>. Kadar pade temperatura zraka iz kakršnega koli vzroka do rosišča, to je do tiste temperature, pri kateri ostane zrak z vsebovano absolutno vlago nasičen, se pričnó vodni hlapi izločevati v obliki zelo majhnih vodenih kapljic, ki zaradi svoje majhne teže lebdé v zraku.

Temperatura zraka se lahko zniža na dva načina. Ali odda zrak toploto z <u>izžarjanjem</u> odnosno po <u>podelitvi</u>, ali pa se <u>adiabatno</u> ohladi zaradi širjenja svoje prostornine. Oglejmo si najprej zgoščevanje zaradi ohladitve po <u>izžarjanju</u>. Omenili smo že, da se zrak ohladi v teku svojega nočnega izžarjanja najbolj pri tleh. Saj ima zrak, ki se naravnost dotika tal in predmetov na njih, isto temperaturo kakor tla. Če se zrak pri tleh ohladi do rosišča, se vlaga iz zraka usede na tla, zlasti pa na travnate bilke v obliki rosnih kapljic, čemur pravimo <u>rosa</u>. Saj prav zato imenujemo temperaturo, pri kateri nastaja rosa, <u>rosišče</u>. Rosa je v gospodarstvu zelo važnega pomena, kajti v dolgih poletnih sušah je rosa edini vir za močo, ki jo nujno rabijo rastline. V puščavskih oazah je to večkrat edini vir v vsem letu. V tropičnih gozdovih, kjer vsebuje zrak mnogo absolutne vlage, je rosa zjutraj tako izdatna, da curlja voda z dreves, kakor da bi narahlo deževalo.

Če so razmere take, da doseže padec temperature zraka točko rosišča pod vrednostjo 0°C, tedaj vodni hlapi preidejo takoj iz plinskega stanja v trdno. Izvrši se takozvana <u>sublimacija</u>. Vodni hlapi se usedejo na tla ali travo kot ledeni kristali, čemur pravimo slana. Lahko pa nastane najprej rosa in potem ta zmrzne.

Tako dobimo skorjast led.

Znano je, da more slana v kmetijstvu povzročiti ogromno škodo. V pozni pomladi, to je proti koncu aprila in v začetku maja, ko so sadna drevesa že pognala prve poganjke, lahko nastopi slana, ki pomori nežni zarod sadja. Zato so umni kmetovalci že od nekdaj stremeli za tem, kako bi slano preprečili. Najprej je treba vedeti ali bo slana sploh nastopila. S pomočjo opazovanja s psihrometrom se da slana do neke mere že vnaprej napovedati.

Po sončnem zahodu, ko se prične delati mrak, opazujemo s psihrometrom vlago. Ko smo ugotovili absolutno vlago, poiščemo pri kateri temperaturi bo zrak z vsebovano vlago nasičen, poiščemo torej rosišče, ki odgovarja nekako jutranjemu minimu naslednjega dne. Če pade rosišče pod 0°C, potem bo slana skoraj gotovo nastopila, če pa je rosišče le blizu 0°C, tedaj je nevarnost slane sicer blizu, ni pa gotovo, da bo nastopila. Še hitreje presodimo nevarnost slane, če si enkrat za vselej zapomnimo, da je zrak pri 0°C nasičen s 4,6 mm. Če smo ugotovili absolutno vlago pod to vrednostjo, je nastop slane v jutranjih urah gotov, če pa je opazovana vrednost nekoliko nad 4,6 mm, potem slana sicer lahko nastopi, ni pa prav gotovo. V zadnjem primeru je rosišče še nekoliko nad 0°C, in če pade temperatura zraka še niže, potem dobimo slano v obliki zmrznjene rose.

Za napovedovanje slane je zelo razširjen instrument, ki ga imenujemo polimeter. Polys pomeni v grščini mnogo. Torej je polimeter instrument, ki pokaže več stvari. V bistvu je to navaden higrometer, ki nosi zgoraj še termometer. Kazalec higrometra kaže poleg relativne vlage še neko število v temperaturnih stopinjah. Če to število odštejemo od temperature zraka, dobimo temperaturo rosišča. Če je ta pod 0° C , je nevarnost slane blizu.

Če smo ugotovili, da je možnost slane podana, potem podvzamemo potrebne ukrepe, da bi slano preprečili. Ti ukrepi niso tako velikopotezni, da bi preprečili slano cele pokrajine, vendar v manjših izmerah lahko uspemo. Zaščitili bomo kak prav žlahtni nasad ali samo območje, kjer bi nastalo največ škode. Navadno se v bližini nasada prižge snov, ki da mnogo dima, n.pr. vlažno listje ali slama. Z ognjem segrevamo zrak in tako preprečujemo prenagli padec temperature. Vlažni dim pa se razprostre preko nasada in preprečuje kakor nekak oblak prehudo izžarjanje toplote iz tal. Zelenjavo, vrtne jagode in cvetice v gredah pokrijemo čez noč s starimi vrečami ali s čim podobnim, vendar pa mora biti med tlemi in pokrovom plast zraka. Drugače bi se pokrov v dotiku s tlemi sam ohladil kakor tla. V Ameriki imajo po njivah celo izpeljane električne grelce ali pa polje enostavno preplavijo z vodo. S takimi ukrepi se je že večkrat posrečilo preprečiti preveliko škodo zaradi slane.

Rosa in slana sta padavini, ki se iz zraka naravnost izločita na tla. Tu se je zrak ohladil bolj zaradi dotika s predmeti na tleh. Če pa sega ohladitev zraka nad tlemi više navzgor, potem se vodni hlapi izločajo v majhnih kapljicah, ki lebde nad tlemi v zraku. Pravimo, da je nastala megla. Kadar je zrak z vlago nasičen in mu temperatura še nadalje pada, se vodni hlapi pričnо zgoščevati v obliki silno majhnih vodnih kapljic. Zgoščevanje prične najprej okoli takozvanih zgoščujočih jeder. Te se vedno nahajajo v zraku, bodisi kot silno razredčen prah, dim ali saje. Spomladi je v zraku zelo mnogo cvetnega prahu, peloda. Iz morja pridejo v zrak tudi silno majhni delci morske soli. Pri močnem vetru se morska voda peni, kapljice morske pene v zrak izhlape, ostala morska sol pa lebdi še nadalje v zraku kot silno majhen delec. Najmanjša zgoščujoča jedra dosežejo polmer do 0,1 mikrona.

Okoli teh jeder prične torej kondenzacija, ker se ta jedra kot mehanični delci bolj ohlade kot okolni zrak, podobno tlem pod zrakom. Zato so začetne meglene kapljice le malo večje od zgoščujočih jeder. Z nadaljnjim zgoščevanjem se kapljice večajo in postajajo težje. Med padanjem trči kapljica na kapljico in se združita. Pri zelo gostih in vlažnih meglah zlasti v težkih oblakih zraste polmer do 100 mikronov. Pri tej velikosti pričnejo kapljice padati na tla. Pravimo, da iz megle prši.

V zaprtih dolinah in kotlinah poveča množino mrzlega zraka še dejstvo, da se na pobočjih doline zrak bolj ohladi kot v isti višini v prosti atmosferi nad dolino. Ker se zrak ohladi, postane težji in se zvali na dno doline, kjer se nabira jezero mrzlega zraka. Z nadaljnjim ohlajanjem se kondenzacija širi s tal navzgor in meglena plast postaja vedno bolj debela. Vendar pa debeline nad 300 m redkokdaj doseže. Iz takega meglenega morja štrle potem posamezni vrhovi kot otoki navzgor. Slika 10 prikazuje pogled s Šmarne gore na megleno morje, ki pokriva Ljubljansko kotlino. Megli, ki postane v kotlinah zaradi izžarjanja toplote, pravimo žarkovna ali radiacijska megla. Nastaja najraje v pozni jeseni ob jasnih nočeh. Naslednji dan jo more sonce razgnati, kajti vodne kapljice prestrežejo žarke in izhlape. Naslednjo noč se more megla zopet ponoviti. Pozimi, ko je segrevajoče dejstvo sončnih žarkov majhno, lahko ostane megla po ves dan in tudi po ves teden.

Najbolj goste in mokre so megle takrat, kadar preplavijo deželo južne tople in vlažne zračne mase. Te oddajo svojo toploto že ohlajenim tlem, tako da jim pade temperatura pod rosišče. Megli, ki nastaja v južnih z morja privedenih zračnih masah, pravimo privedena ali advektivna megla. Ta vrsta megle je zelo znana na Goriškem, kamor prodira morski zrak z Jadranskega morja preko Furlanije na Goriško ravan. Žarkovne megle pa na Goriškem ne poznajo, ker ni tam zaprtih dolin in kotlin. Ves hladni zrak

se vali svobodno proti morju. Tu pa lahko nastaja žarkovna megla, toda zaradi toplega morja temperatura zraka ne pade do rosišča.

Žarkovne megle nastajajo v kotlinah predvsem v mirnem ozračju. Če pa piha nad kotlino ne premočan veter, potem se ozračje premeša, čemur pravimo turbulenca. Turbo pomeni v latinščini vrtinec. Zaradi mešanja se ne more na dnu kotline nabrati jezero mrzlega zraka. Temperatura pade šele nekoliko višje nad tlemi pod rosišče, ker se je tu zrak ohladil ne samo z izžarjanjem temveč tudi adiabatno. V tem primeru nastane meglena plast par sto metrov nad tlemi in ji pravimo zato visoka megla. Tudi ta meglena plast ni prav debela, največ par sto metrov in je nad njo nebo jasno. S tal pa vidimo nebo prekrito kot z neko sivo odejo ali plastjo. Visoki megli, ki spada že med oblake, pravimo stratus, kar pomeni v latinščini plast.

Zelo pogoste in debele so megle nad morjem. Tu nastajajo na dva načina. Če zapihajo topli in vlažni vetrovi preko mrzle morske površine, se zrak ohladi do rosišča in nastane gosta megla. Take megle so zelo znane vzdolž vzhodne obale Severne Amerike. V tem delu Atlantskega oceana teče takozvani Labradorski mrzli morski tok kot protiutež južnemu toplemu Golfskemu toku ob zapadni Evropski obali. Labradorski tok nosi s seboj celo ledene gore iz polarnih predelov. Če zapihajo južni topli in vlažni vetrovi preko tega toka, nastane silno gosta megla, ki zelo ovira morski in letalski promet. Te megle so bile že večkrat vzrok nesrečam, da so ladje trčile ob ledene gore in se potopile. Zelo znane so te megle pri otoku New Founlandu vzhodno polotoka Labradorja.

Če pa zapiha hladni polarni zrak preko toplega morja, se vodni hlapi, ki zaradi višje temperature morja stalno uhajajo iz morske vode, v mrzlem zraku takoj zgoste. Take megle so zelo znane v Rokavskem prelivu med Evropo in Anglijo. Tudi znane megle v Londonu gredo večinoma na ta račun, vendar pa moramo tu vpoštevati še dejstvo, da vsebuje londonski zrak silno mnogo dima in saj, ki dado številna zgoščujoča jedra za tvorbo megle. Sploh so vsi industrijski kraji bolj pogostoma pokriti z meglo kot bližnja okolica z bolj čisto atmosfero.

Megla more nastati pri temperaturah nad in pod 0° C. Najbolj gosta in debele so seveda megle pri temperaturi nad 0° C. Pri temperaturah pod 0° C so meglene kapljice podhlajene. Omenili smo že pri nasičenostnem pritisku, da se more mirno stoječa voda ohladiti ~~do -30° C, ne da bi zmrznila. Vodne kapljice v zraku~~ precej pod 0° C, ne da bi zmrznila. Vodne kapljice v zraku se morejo ohladiti do -30° C, ne da bi zmrznile. Če pa tako podhlajene kapljice trčijo na kak predmet, recimo na drevesno vejico, bilko ali na kaj podobnega, se usedejo na ta predmet kot led. Na ta led se izločijo potem ledeni kristali iz zraka in tvorijo takozvano ivje. Ivje pokrije v najtrši zimi vso pokrajino, zlasti gozdove in parke

s pravljično lepo ledeno kristalno preobleko. Zlasti na že zapadlem snegu se izloča ivje v velikih kosmih, čemur pravijo snučarji srež.

Če gladke ceste, zlasti tlakovane ali asfaltirane, niso pokrite s snegom, jih podhlajene meglene kapljice pološčijo s tenko ledeno skorjo. Tej ledeni glazuri pravimo poledica, ki je zelo nevarna za pešče. Ob dnevih s poledenelimi cestami zdrsne ljudem pod podplati, tako, da padejo na tla. Pri tem si zlasti starejši ljudje polomijo kosti. Poledica pa lahko nastane tudi tako, da rosi dež na zelo ohlajena tla, kjer takoj zmrzne v led.

Rosa, slana, meglene kapljice, ivje in poledica so zgoščeni vodni hlapi, ki so nastali zaradi ohladitve zraka po izžarjanju, zlasti pri tleh.

Zgoščevanje vlage zaradi adiabatnega ohlajanja. V odstavku o adiabatnem ohlajanju smo ugotovili, da se zrak pri vzpenjanju ohlaja zaradi širjenja in sicer za 1°C na vsakih 100 m vzpona. Ta padec temperature vzpenjajočega se zraka imenujemo adiabatni temperaturni gradient. Ko se zrak med vzpenjanjem ohlaja, pade temperatura v neki višini do rosišča in vlaga se prične izločevati v obliki majhnih kapljic, ki tvorijo oblak. V kateri višini pride do kondenzacije, bomo obravnavali kasneje. Spodnja stran oblaka je višina zgoščevanja ali kondenzacijski nivo. Od tega nivoja dalje se zrak še vedno vzpenja in ohlaja, vendar pa ne več za 1° C na 100 m vzpona, temveč za manj. Ko se namreč vlaga zgoščuje, se sprošča izparilna ali latentna toplota, ki vzdržuje vodne hlape v plinskem stanju. To toploto dobiva sedaj vzpenjajoči se zrak. Zato se zrak med nadaljnjim vzponom počasneje ohlaja kot pred zgoščevanjem pod kondenzacijskim nivojem. Temperaturni gradient je sedaj manjši kot 1° C na 100 m, in ga imenujemo, za razliko od adiabatnega, vlažno-adiabatni gradient.

Preden pridemo do obrazca za izračunanje vlažno-adiabatnega gradienta, moramo spoznati še dva načina izražanja vlage v zraku namreč takozvano razmerje mešanosti ali množino vode, ki pride na 1 g ali 1 kg suhega zraka, in potem takozvano specifično vlago, ali množino vode v 1 g ali 1 kg vlažnega zraka.

Absolutna vlaga je množina vode v 1 m^3 zraka. Če primerjamo to množino vode s preostalo množino suhega zraka v 1 m^3, dobimo razmerje mešanosti. Gostota suhega zraka pri temperaturi t in pritisku p je

$$\rho_{zrak}(t,p) = \frac{\rho_0}{1+\alpha t}\,\frac{p}{p_0}.$$

Gostota vodnih hlapov pri enaki temperaturi t in pritisku e pa je

$$\rho_{\text{vod.hlapi}}(t,e) = \frac{\rho_o \cdot 0{,}623}{1+\alpha t} \cdot \frac{e}{p_o}$$

Stvorimo razmerje q

$$q = \frac{\rho_{\text{vod.hlapi}}}{\rho_{\text{suhi zrak}}} = \frac{\frac{\rho_o \cdot 0{,}623}{1+\alpha t} \cdot \frac{e}{p_o}}{\frac{\rho_o}{1+\alpha t} \cdot \frac{p}{p_o}} = 0{,}623 \frac{e}{p} .$$

V izrazu $q = 0{,}623 \frac{e}{p}$ pomeni p pritisk <u>suhega</u> zraka, torej <u>p-e</u>. Ker pa se pritisk vlažnega zraka, to je suhega zraka in vodnih hlapov skupaj, razlikuje od pritiska suhega zraka samo za približno 1%, vstavimo za p enostavno vrednost pritiska vlažnega zraka, ki jo opazujemo z barometrom. Izraz

$$s = 0{,}623 \frac{e}{p}$$

je potem <u>specifična</u> vlaga, ki nam pove, koliko vode je v 1 g vlažnega zraka. 1000 kratna vrednost pa je teža vode v 1 kg vlažnega zraka in jo zaznamujemo z velikim S

$$S = 623 \frac{e}{p} ,$$

kjer sta <u>e</u> in <u>p</u> opazovani vrednosti pritiska vodnih hlapov in vlažnega zraka.

Izraz za specifično vlago rabimo za izračunanje vlažno adiabatnega gradienta. V odstavku o adiabatnem ohlajanju zraka smo prišli do izraza

$$\frac{dQ}{T} = c_p \frac{dT}{T} - (c_p - c_v) \frac{dp}{p} ,$$

kar predstavlja prvi stavek iz termodinamike. Pri adiabatnih procesih je $dQ = 0$, ker se toplota niti ne dodaja niti ne odvzema. Pri vlažno adiabatnih procesih pa je <u>dQ</u> latentna toplota, ki se sprošča med zgoščevanjem vlage in ki se dodaja zraku. Ta toplota je enaka izparilni toploti <u>L</u> = 600 kal za vsak gram vode.

Specifična vlaga je vse do kondenzacijskega nivoja konstantna. Ko pa se začne vlaga izločevati, se specifična vlaga manjša. Množino izločene specifične vlage zaznamujemo z <u>dS</u>. Potem znaša množina toplote <u>dQ</u>, ki se sprošča, če se zgosti dS vlage

$$dQ = - \frac{L \cdot dS}{1000} \text{ kal/g.}$$

Ker izražamo specifično vlago zx gramom na kilogram, toplota pa sa daje 1 g zraka, moramo vzeti 1000 krat manjši specifično vlago. Predznak minus pa moramo dodati zato, ker se z manjšanjem specifične vlage v zraku veča množina sproščene latentne toplote.. Izraz za specifično vlago <u>nasičenega</u> zraka je

$$S = 623 \frac{E}{p} .$$

Ker je zrak od kondenzacijskega nivoja dalje nasičen, pišemo za pritisk hlapov veliki <u>E</u>. Ker je <u>S</u> zavisen od <u>E</u> in <u>p</u>, velja tudi

$$S = 623 \frac{E + dE}{p + dp} ,$$

ali

$$\frac{dp}{p} + \frac{dS}{S} = \frac{dE}{E} .$$

Iz tega izračunamo <u>dS:</u>

$$dS = S \left(\frac{dE}{E} - \frac{dp}{p}\right).$$

Ako vstavimo to vrednost v obrazec <u>dQ</u>, dobimo

$$dQ = \frac{LS}{1000} \left(\frac{dE}{E} - \frac{dp}{p}\right).$$

Ker pa je <u>dQ</u> prko <u>dE</u> zavisen tudi od spremembe temperature dT, vpeljemo še

$$dE = \frac{dE}{dT} \cdot dT$$

in dobimo

$$dQ = \frac{LS}{1000} \left(\frac{1}{E} \frac{dE}{dT} \cdot dT - \frac{dp}{p}\right).$$

Ta izraz za <u>dQ</u> vstavimo v izraz prvega stavka iz termodinamike in dobimo:

$$- \frac{LS}{1000} \cdot \frac{1}{T} \left(\frac{1}{E} \frac{dE}{dT} dT - \frac{dp}{p}\right) = c_p \frac{dT}{T} - (c_p - c_v) \frac{dp}{p} .$$

Ker iščemo zavisnost <u>T</u> od <u>p</u>, to je, kakšno temperaturo dobi zrak, če se vlažno adiabatno dvigne do pritiska <u>p</u>, zato v gornji enačbi spravimo člene, ki vsebujejo $\frac{dT}{T}$ na levo, člene z $\frac{dp}{p}$ na desno stran in dobimo:

$$\left(\frac{LS}{1000} \cdot \frac{1}{E} \frac{dE}{dT} + c_p\right) \frac{dT}{T} = \left(\frac{LS}{1000} \cdot \frac{1}{T} + c_p - c_v\right) \frac{dp}{p} .$$

Da dobimo podobnost s prejšnjo adiabatno enačbo, izpostavimo na levi c_p na desni $(c_p - c_v)$:

$$c_p \frac{dT}{T}\left(1+\frac{1}{c_p}\frac{LS}{1000}\frac{1}{E}\frac{dE}{dT}\right) = (c_p-c_v)\frac{dp}{p}\left(1+\frac{LS}{1000}\cdot\frac{1}{T}\cdot\frac{1}{c_p-c_v}\right).$$

Ako zaznamujemo kvocient

$$\frac{1+\frac{LS}{1000}\cdot\frac{1}{T}\cdot\frac{1}{c_p-c_v}}{1+\frac{LS}{1000}\cdot\frac{1}{E}\cdot\frac{dE}{dT}\cdot\frac{1}{c_p}} = \beta,$$

se glasi vlažno-adiabatna enačba:

$$\frac{dT}{T} = \beta\cdot\frac{c_p-c_v}{c_v}\cdot\frac{dp}{p},$$

ki se razlikuje od adiabatne enačbe samo za faktor β.

Ker pri vlažno-adiabatnih procesih temperatura vzpenjajočega se zraka počasneje pada kot pri adiabatnih procesih, je vlažno-adiabatni gradient manjši od adiabatnega, torej manjši od 1. β mora tedaj biti pravi ulomek, pozitivna vrednost in manjša od 1. Dalje vidimo, da se bliža β k 1, če se bliža S k 0, to se pravi, da se z izpadanjem vlage iz zraka bliža vlažno-adiabatni gradient, adiabatnemu.

Ako vstavimo v faktor β izraz

$$S = 623\,\frac{E}{p},$$

izpostavimo 1/p in tega krajšamo, dobimo

$$\frac{p + L\cdot 0\,623\,E\cdot\frac{1}{T}\cdot\frac{1}{c_p-c_v}}{p + L\cdot 0,623\,\frac{dE}{dT}\cdot\frac{1}{c_p}} = \beta$$

ali bolje urejeno

$$\beta = \frac{p + 0,623\,\frac{L}{c_p-c_v}\cdot\frac{E}{T}}{p + 0,623\,\frac{L}{c_p}\cdot\frac{dE}{dT}},$$

kar predstavlja končni izraz za vlažno-adiabatni gradient.

Izračunajmo vlažno adiabatni-gradient, če je zrak pri temperaturi t= 30° nasičen in se prične dvigati pri pritisku p = 1000 mb. V izraz za β vstavimo sledeče vrednosti: p=1000 mb. T je absolutna temperatura, torej T = 30 + 273 = 303°K, latentno toploto L izračunamo točno po formuli

$$L = 598 - 0{,}65 \cdot t.$$

Pri t = 30°, je L = 578,5 kal, E je maksimalni pritisk vlage pri t = 30°, E = 31,8 mm ali 42,3 mb. dE/dT je sprememba maksimalnega pritiska vodnih hlapov za spremembo temperature dT = 1°. To izračunamo po tabeli maksimalnih pritiskov vlage na sledeči način: pri 29,5°C je E srednja vrednost med E pri 29° in 30°, pri 30,5° zopet srednja vrednost med 30° in 31°. dE je torej

$$dE = 32{,}75 - 30{,}9 = 1{,}85 \text{ mm ali } 2{,}46 \text{ mb.}$$

Vstavimo vse te vrednosti v izraz za β:

$$\beta = \frac{1000 + 0{,}623 \cdot \frac{578{,}5}{0{,}24-0{,}17} \cdot \frac{42{,}3}{303}}{1000 + 0{,}623 \cdot \frac{578{,}5}{0{,}24} \cdot \frac{2{,}46}{1}}$$

To izračunamo in dobimo:

$$\beta = 0{,}366°C/100 \text{ m}$$

Vidimo, da je vlažnožadiabatni temperaturni gradient za gornje razmere mnogo manjši kot adiabatni. Pri 30°C je v nasičenem zraku mnogo vlage, zato se pri kondenzaciji sprosti mnogo latentne toplote, ki znižuje padanje temperature z višino.

Izračunajmo podoben primer za razmere v zelo visokih višinah, kjer so temperature zelo nizke in prav tako tudi pritisk. Pri t = -70°C = 203°K in p = 75 mb, je E = 0,001 mm = 0,00133 mb, dE = 0,000133 mb.

Pri latentni toploti pa moramo dodati še 80 kal, ker se vlaga izloča pri - 70°C v obliki ledenih kristalov in se pri zmrznjenju 1 g vode sprošča še 80 kalorij talilne toplote. L je potem

$$L = (598 + 0{,}65 \cdot 70) + 80 = 723{,}5 \text{ kal.}$$

Vstavimo te vrednosti v izraz za β:

$$\beta = \frac{75 + 0{,}623 \cdot \frac{723{,}5}{0{,}24-0{,}17} \cdot \frac{0{,}00133}{203}}{75 + 0{,}623 \cdot \frac{723{,}5}{0{,}24} \cdot \frac{0{,}000133}{1}} .$$

Io izračunamo in dobimo:

$$\beta = 0{,}997°C/100\ m.$$

Vidimo, da je pri zelo nizkih temperaturah v visokih višinah vlažno-adiabatni gradient že zelo blizu adiabatnemu.

Izraz za β nam pove, da je vlažno-adiabatni gradient obratno proporcionalen s temperaturo zraka in direktno proporcionalen z zračnim pritiskom. Sledeča tabela nam kaže vlažno adiabatni gradient v zavisnosti od zračnega pritiska in temperature zraka.

t °C \ p mb	1000	900	800	700	600
40	0,315	304	293	282	269
30	0,366	352	338	321	304
20	0,440	422	402	382	359
10	0,539	520	498	471	442
0	0,600	579	554	525	493
-10	0,751	732	709	683	653
-20	0,872	862	846	827	802
-30	0,945	940	932	922	910
-40	0,983	980	977	974	968
-50	0,997	996	995	994	992
-60	1,003	1,002	1,002	1,002	1,001

	500	400	300	200	100
40	255	241	223	198	155
30	287	269	247	221	176
20	335	309	280	246	204
10	411	375	335	290	232
0	457	413	363	306	236
- 10	617	571	504	423	316
- 20	773	734	679	588	447
- 30	894	872	835	772	640
- 40	962	952	935	904	825
- 50	990	987	980	968	934
- 60	1.000	1,000	998	993	981

Opomba: Vlažno-adiabatni gradient za temperature pod 0°C je izračunan za primere, ko vodni hlapi sublimirajo takoj v led. Če kondenzirajo v podhlajeno vodo je gradient za malenkost večji. Gradienti so izračunani za takozvane dinamične metre, ki so od navadnih metrov za 2% večji. Gradienti veljajo torej za vzpon 102 m.

Višina kondenzacijskega nivoja. Izidemo iz izraza za specifično vlago, to je množine vlage v gramih v 1 kg vlažnega zraka

$$S = 623 \frac{e}{p}$$

Ako ta izraz deferenciramo, t.j. pustimo vse tri količine s,e,p zrasti za neskončno majhne vrednosti ds, de, dp, dobimo:

$$S + ds = 623 \frac{e + de}{p + dp} .$$

Iz tega dobimo enačbo:

$$\frac{ds}{s} = \frac{de}{e} - \frac{dp}{p}$$

Po barometrični formuli je:

$$\frac{dp}{p} = - \frac{g}{RT} dz.$$

Ako vstavimo ta izraz v prejšnjega in ga nekoliko pretvorimo, dobimo:

$$\frac{ds}{dz} = s \left(\frac{1}{e} \frac{de}{dt} \frac{dt}{dz} + \frac{g}{RT} \right).$$

Ta izraz predstavlja pojemanje specifične vlage z višino. To pojemanje je enako ničli, ako je

$$\frac{dt}{dz} = - \frac{g}{RT \frac{1}{e} \frac{de}{dt}}$$

Ako v tem izrazu smatramo t za temperaturo rosišča in jo zaznamujemo s τ, potem preide T v absolutno temperaturo rosišča T_τ in e v E_τ, to je v nasičenostni pritisk vodnih hlapov pri temperaturi rosišča. Dobimo enačbo:

$$\frac{d\tau}{dz} = - \frac{g}{RT_\tau \frac{1}{E_\tau} \frac{dE_\tau}{dt}},$$

ki nam predstavlja spremembo temperature rosišča v vzpenjajočem se zraku, dokler je ds/dz konstanten.

Izraz $\frac{1}{E} \frac{dE}{dt}$

se da izračunati iz tabele za nasičene vodne hlape. Za temperature od -30°C /absolutno od 243°K/ dobimo:

T =	303°	293°	283°	273°	263°	253°	243°
$\frac{1}{E} \frac{dE}{dt}$ =	0,057	0,062	0,067	0,073	0,080	0,087	0,096
$\frac{d\tau}{dz}$ =	0,197	0,189	0,181	0,172	0,163	0,155	0,147

Spremembo temperature rosišča kot funkcijo Celzijeve temperature v adiabatno se dvigajočih zračnih masah lahko izračunamo s sledečo linearno enačbo:

$$\frac{d\tau}{dz(100\ m)} = 0,172 + 0,0008\ t.$$

Ker se isti zrak po Poisonovi enačbi pri adiabatnem dviganju ohladi za

$$\frac{dt}{dz(100\ m)} = 1°\ C/100\ m,$$

lahko izračunamo višino z, v kateri se ujemata temperatura dvignjenega zraka in tamošnja temperatura rosišča, če sta znani

izhodiščna temperatura t in izhodiščna temperatura rosišča τ.
Iz zveze

$$t - 1.z = \tau - (0,172 + 0,0008\ t)z$$

dobimo

$$z = \frac{t - \tau}{0,83-0,0008t}$$

Ker je izraz 0,0008 t vedno majhen, ga lahko zanemarimo in dobimo splošno formulo

$$z = 1,2\ (t - \tau)\ /\text{hektometri}/,$$

kjer pomeni z višino kondenzacijskega nivoja.

Recimo, da znaša temperatura pri tleh t = 25 C in relativna vlaga f = 50 %. Pritisk vodnih hlapov znaša e = 11,9 mm. S to vlago je zrak nasičen pri 14°C, kar je temperatura rosišča. Če se ta zrak dviga, pride do kondenzacije po gornji formuli v višini

$$z = 1,2\ (25-14) = 13,2 \text{ hm ali } 1320 \text{ metrov}$$

Temperatura rosišča v kondenzacijskem nivoju pa znaša po formuli

$$\tau_k = t - 1.z = 25 - 13,2 = 11,8°C.$$

Nastajanje izpodnebnih padavin. Ko smo obravnavali segrevanje zraka pri tleh, smo rekli, da se iz različnih vzrokov zrak ne segreje povsod enako. Tam, kjer se zrak bolj segreje, se razširi. Segreti zrak se dvigne navzgor. Na njegovo mesto pri tleh pa sili težji okolni in nekoliko hladnejši zrak. Na mesto hladnejšega zraka pa sili zrak z višine, na to mesto pa priteče zrak, ki se je zaradi segretja dvignil navzgor. Nastanejo takozvani vzponski in padajoči toki ali ascendenčni in descendenčni toki. Temu kroženju zraka pravimo tudi konvekcija in tokom konvekcijski toki. Čim bolj se zrak segreva, tem više segajo vzponski toki. Ob maksimu temperature zraka, to je med 2. in 3. uro popoldne, sežejo do višine 1000 do 2000 m nad tlemi.

Sledeči račun nam pokaže, za koliko se mora zrak segreti nad svojo okolico, da se prične vzpenjati. Višje plasti zraka, dasiravno bolj hladne, so vendar specifično lažje, ker so zaradi manjšega pritiska bolj razredčene. Zato je vertikalni gradient gostote $d\varrho / dz$ negativen, to se pravi, da gostota zraka z višino pada. Spodnji zrak pa se zaradi segrevanja širi in redči, zato se tudi njegova gostota manjša. Kadar se tako segreje, da je gostota zraka pri tleh manjša kot v višini, nastopi preokret v zračnih

plasteh, kajti gostejši zrak ne more ležati nad redkejšim. Da preokret prične takrat, kadar se gostota zraka z višino vsaj ne manjša, ali kadar je vsaj $d\rho/dz = 0$. To stanje izračunamo s pomočjo plinske enačbe in barometrične formule.

Že zgoraj smo omenili, če velja enačba

$$\rho = \frac{p}{RT} ,$$

da velja tudi

$$\rho + d\rho = \frac{p + dp}{R(T+dT)} .$$

Iz tega dobimo za $d\rho$

$$d\rho = \frac{dp}{RT} - \rho \frac{R.dT}{RT}$$

Vstavimo za $\underline{dp}$ izraz iz barometrične formule

$$dp = - \frac{pg}{RT} . dz$$

in za $\rho = p/R.T$, potem dobimo:

$$d\rho = \frac{- \frac{pg}{RT} dz}{RT} - \frac{\frac{p}{RT} . R.dT}{RT} ,$$

kar se da pretvoriti v

$$d\rho = - \frac{p\ dz}{RT^2} \left(\frac{g}{R} + \frac{dT}{dz} \right)$$

odnosno

$$\frac{d\rho}{dz} = - \frac{p}{RT^2} \left(\frac{g}{R} + \frac{dT}{dz} \right),$$

kar nam predstavlja izraz za pojemanje gostote zraka z višino. dT/dz je $\underline{\text{geometrični}}$ vertikalni temperaturni gradient in je negativen. Kadar je

$$\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R}$$

je

$$\frac{d\rho}{dz} = 0,$$

ali gostota zraka ne pojema več z višino. To je skrajna meja, da se zračne plasti ne prevrnejo. Kadar torej prekorači geometrični vertikalni temperaturni gradient vrednost

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{R} = - \frac{9,81}{287} = - 0,0342°C/1m$$

ali 3,42°C na 100 m, tedaj se plasti prevrnejo in prične konvekcija.

Čim pa se prične zrak vzpenjati, se v višinah zaradi zmanjševanja pritiska širi in se adiabatno ohlaja, za vsakih 100 m vzpona za 1°C. V neki višini pade temperatura do rosišča in tu je začetek kondenzacije. Od kondenzacijskega nivoja dalje se zrak dviga še navzgor in se ohlaja, sedaj po vlažno-adiabatnem gradientu, kajti ves čas nadaljnjega dviganja se vodni hlapi zgoščujejo. Ves čas dviganja ima zrak višjo temperaturo kot okolica. Ker se med dviganjem ohlaja, doseže zrak v neki višini enako temperaturo, kot jo ima okolica. Tu je konec vzpenjanja, Če do tedaj ni prišlo do kondenzacije, se ni stvoril noben oblak, če pa prej nastopi kondenzacija, dobi zrak zaradi sproščene latentne toplote nov ~~iz~~ vzgon navzgor in se povzpne včasih do silnih višin.

Kondenzacijski nivo je istočasno spodnja baza oblaka. Višina oblaka zavisi potem od višine, do katere se vzpne zrak. Začetek oblaka nad vzpoňskim tokom je majhen kupček vodnih hlapov zgoščenih v kapljice, ki zaradi svoje majhne teže lebde v zraku. Začetne kapljice so samo malo večje od zgoščujočih jeder, katerih polmer pade do 0,1 mikrona. S časom pa se kapljice zvečajo, zlasti ko se posamezne prično združevati v večajočem se oblaku. Ko doseže polmer velikost nad 100 mikronov, so kapljice že tako težke, da padejo kot dež na tla. Polmer 100 mikronov ali 0,1 mm je nekaka meja med oblačnimi in deževnimi kapljicami.

Majhnemu kupčastemu oblaku pravimo cumulus, kar pomeni v latinščini kup. Kumuli so razmeroma še tenki in beli oblaki. Če pa se večajo, zlasti v višino, postanejo temni in groze ne samo z dežjem temveč celo z nalivom in nevihto. Takemu oblaku pravimo potem cumulo-nimbus. Nimbus pomeni v latinščini dež. Kumulo-nimbi so največji oblaki, ki jih opazujemo, zlasti poleti popoldne na našem nebu. Iz njega ne samo dežuje, temveč padata celo toča in sodra.

Recimo, da se nahaja spodnja baza kumulonimba v višini 1500 metrov nad tlemi. Temperatura zraka pri tleh naj znaša 30°C. Če se je zrak povzpel do višine 1500 m, se je adiabatno ohladil za 15°, odgovarjajoč adiabatni ohladitvi 1°C na 100 metrov. Njegova temperatura znaša v višini 1500 m nad tlemi samo še 15°C. Tu je zrak z vodnimi hlapi nasičen in znaša njegova absolutna vlaga E = 12,79 g. Od kondenzacijskega nivoja navzgor se zrak dalje dviga in se ohlaja vlažno-adiabatno, recimo povprečno za 0,5° na 100 metrov. Da mu pade temperatura pod 0°C, se mora zrak dvigniti še za nadaljnjih 3000 metrov. V višini nad 4600 metri nad tlemi so v oblaku kapljice že podhlajene in še više sublimirajo vodni hlapi

naravnost v ledene kristale, ki jim pravimo sneg. Snežni kristali padejo med podhlajene kapljice in te primrznejo kot skorjasti led na prvotne snežne kristale. Tako nastaja zrno sodre, Če to še bolj odebeli, nastane zrno toče. Zrna so lahko več ali manj okrogla ali pa tudi hruškaste oblike. Če se zrno med padanjem ne vrti, potem primrzujejo podhlajene kapljice samo na spodnji strani in dado zrnu obliko hruške. Spodnji vzponski toki vržejo zrno toče večkrat ponovno navzgor, tako da trčijo zrna ob zrno in primrznejo po dva ali po več skupaj. Vmesne prostore pa podhlajene kapljice zalijejo, tako da dobi tak skupek zrn oglato obliko s štrlečimi roglji. V najhujšem slučaju dosežejo taka zrna velikost orehov ali manjših kurjih jajc. Škoda povzročena po toči na nasadih je lahko ogromna.

Zaradi vzrokov, ki jih bomo pri nastanku deževnega vremena podrobneje obravnavali, so južni, topli in vlažni vetrovi prisiljeni, da se dvignejo nad težje severne zračne mase. Pri tem se zrak adiabatno ohlaja, podobno kakor pri termičnih vzponskih tokih. Večkrat prične baza tako nastalih oblakov že v višini par 100 metrov nad tlemi. Ti oblaki so temni, sive barve in pokrivajo popolnoma vse nebo. Iz njih navadno dežuje ali pa sneži. Zato pravimo takemu oblaku nimbus, če pa iz njih ni hobenih padavin, jim pravimo nimbo-stratus.

Pozimi iz nimbov pada sneg. Ker je pozimi temperatura zraka že pri tleh pod 0°C, sublimirajo vodni hlapi takoj v snežne kristale. Osnova snežnega kristala je šesterokotna prizmatična ploščica. Na vogalih te ploščice se lahko nanizajo druge ploščice in vse skupaj tvori zvezdico, ki ji pravimo snežinka. Tudi snežinke se lahko združijo v večje snežne kosmiče, ki padajo končno kot sneg na tla. Če pada sneg skozi zračne plasti, ki imajo temperaturo nad 0°C, se stali in pade kot dež na tla. V pozni zimi ali zgodnji pomladi se večkrat dogodi, da spodnje oblačne plasti, ki vsebujejo podhlajene kapljice, ~~zalijejo~~ snežinke zalijejo, da se strnejo in stisnejo v okrogle kepice, ki padejo potem kot " babje pšeno " na tla. Zrna babjega pšena so pričetek nastajanja sodre in toče. Imajo belo barvo, ker vsebujejo zrak. Podhlajene kapljice, ki primrznejo potem na te kepice, dado kompaktni ledeni omot, iz česar nastane sodra ali toča.

O zgoščevanju vodnih hlapov, ki dajejo potem padavine, bomo še podrobneje govorili v poglavju o deževnem vremenu.

Merjenje padavin. Izraz za množino iz oblakov padle vode je debelina vodne plasti, ki bi ostala na tleh, če bi voda med padanjem ne odtekala. Padavino ujamemo v posodo, ki ima znano površino odprtine. Taki posodi pravimo ombrometer. Ombros pomeni v grščini dež. Navadno uporabljamo ombrometer s površino odprtine 200 cm^2, tako da znaša premer odprtine 15,96 cm. Ombrometer obstoja iz dveh delov. Zgornji del nataknemo na spodnjega. Zgornji del konča v obliki lijaka, skozi katerega curlja voda v posodico, ki je

v spodnjem delu. Ob času merjenja izlijemo padlo vodo v stekleno menzuro, na kateri lahko prečitamo, koliko cm^3 znaša množina padle vode. Z menzuro izmerimo navadno največ 200 cm^3. Račun pove, da odgovarja tolikšna množina vode plasti, ki je visoka 10 mm. Kajti

$$\frac{200\ cm^3}{200\ cm^2} = 1\ cm \text{ ali } 10\ mm.$$

Meteorološke menzure ne pokažejo množino vode v cm^3, temveč takoj v milimetrih. Meri se do točnosti 0,1 mm. Če je padavina padla kot sneg ali toča, pustimo, da se oboje prej stali in sicer počasi pri sobni temperaturi ter izmerimo nato tako dobljeno vodo. Istočasno pa izmerimo s centimeterskim merilom višino zapadlega snega, da izvemo, v kakem razmerju sta si višina snega in iz njega dobljena višina vodne plasti. Navadno sta si v razmerju 1 : 10, vendar da suh, pri nizkih temperaturah zapadli sneg manj vode kot sneg s temperaturo blizu 0°C.

Ombrometer postavimo na kol v višino 1,50 m nad tlemi in vsaj toliko proč od hiš in dreves, kolikor so ta visoka. Če stoji ombrometer preblizu hiše ali drevesa, pade ob močnem vetru premalo padavin v njega. Navadno merimo enkrat na dan in sicer ob 7.uri zjutraj. Izmerjena množina velja torej za dobo 24 ur ali en dan.

Koliko časa je trajala padavina, kdaj je začela in kdaj je končala in koliko je je padlo, nam pokaže ombrograf. Voda teče skozi lijak po cevi v neko posodo in dviga nad seboj nekak plavač, na katerem je pritrjeno pero. Pero beleži na papirju - ombrogramu, ki je ovit okoli ure, krivuljo padavin v zavisnosti od časa in višine vode. Ura se zavrti enkrat na dan. Tu lahko do minute prečitamo začetek in konec padanja in množino padle vode. Čim se posoda s plavačem napolni, se avtomatično skozi natego izprazni, pero zdrkne s plavačem nazaj in prične znova spodaj beležiti krivuljo. Za avtomatično registracijo padanja snega se uporablja v ombrografu električni ∓ grelec, ki sneg sproti stali, tako da je sneg takoj zabeležen kot staljena voda. Drugi način registracije snega je ta, da posoda, ki lovi sneg, stoji na tehtnici. Sneg s svojo težo dviga kazalec tehtnice, kjer je pritrjeno pero, ki beleži krivuljo padanja snega. Eno ali drugo preuredbo ombrografa imenujemo <u>nivograf</u>. Nix, nivis pomeni v latinščini sneg.

Dnevne množine padavin nam dado na koncu meseca mesečno vsoto padavin, te zopet letno vsoto in vsota večih let skupaj deljena s številom let srednjo letno vsoto za tisti kraj. Če vnesemo srednjo letno vsoto padavin k vsaki postaji na geografski karti in zvežemo kraje z enakimi vsotami padavin, takozvanimi <u>izohijetami</u>, dobimo padavinsko karto za tisto pokrajino. V Sloveniji nihajo letne vsote padavin med 700 mm v Prekmurju in 4000 mm

v območju gorske skupine Kanina v porečju Soče nad Bovcem.

Merjenje padavin v planinah. Izletniki, ki se napotijo na Triglav, bodo na Kredarici, in sicer na samem vrhu istega imena, opazili nekaj novega. Na trinožnem železnem podstavku zabetoniranem v skali, štrli navzgor pločevinasta posoda, ki je zgoraj obdana s širokim pločevinastim plaščem. Vsa naprava služi celoletnemu merjenju padavin. Ko sem zbiral podatke za izdelavo padavinske karte Slovenije, sem prišel v zadrego glede točnega vrisavanja izohiet zlasti v naših najvišjih planinskih predelih. Z višin nad 1500 m nimamo nobenih podatkov. Zato sem vse Triglavsko pogorje obdal z izohijeto 3500 mm kot najvišjo povprečno letno padavino v tem delu Slovenije. Že samo postaja Savica v višini 590 m izkazuje letno 3112 m. Po tem lahko sklepamo, da mora pasti više gori mnogo več padavin. Težava za to dognanje pa je v tem, ker triglavske višine niso vse leto obljudene, da bi se lahko vsak dan izmerilo padlo vodo, bodisi v obliki dežja ali snega.

Ta problem so že Francozi, Švicarji, Avstrijci in Italijani rešili za svoje alpske predele. Mi Slovenci smo k tej rešitvi pristopili šele leta 1947.

Ker v neobljudenih predelih ni mogoče meriti padavine vsak dan, postavimo večjo posodo, ki sprejme padavine vsega leta. Zato se imenuje tak dežjemer "totalizator". Če merimo večkrat na leto, recimo vsak tretji mesec, potem zvemo za množino padavin posameznih letnih časov, sicer samo za vse leto.

Ker v višjih predelih nad dobro polovico leta sneži, bi se posoda, ki je približno 1 m visoka, kmalu s snegom napolnila in ne bi mogla več sprejemati nadaljnjih padavin. Zato se vlije v posodo raztopino klorkalcija in sicer v razmerju 6 kg te snovi na 6 litrov vode. Ta raztopina ne zmrzne do -30°C. Sneg, ki pada v posodo, se sproti tali v tej raztopini in zato ni nevarnosti, da bi se posoda napolnila s snegom.

Obstoja pa druga nevarnost, namreč, da bi voda v toplih sončnih dneh izhlapevala. Tako bi izmerili premalo ali celo nič padavin. Da se prepreči izhlapevanje, se vlije v posodo pol litra nehlapljivega vazelinskega olja. Ta plast olja prepreči vsako izhlapevanje spodnje vode. Ker je olje lažje od vode, plava vedno na površju.

Nabrano vodo se izmeri na sledeči način. Izmeri se višino od površja olja do gornjega roba posode v začetku sezone. Začne se navadno prvega septembra. Če poznamo razliko višine med prvim in naslednjim merjenjem, lahko izračunamo pravo višino padavin za čas med obema merjenjema. Ako znaša gornja vhodna odprtina 16 cm in širina spodnje posode 32 cm, pokaže račun, da je prava višina štirikratna izmerjene.

Drugi način merjenja je, da izmerimo vsebino padle vode. Spodaj ima namreč posoda posebno pripravljen vijak, skozi katerega lahko vodo polagamo izpuščamo in merimo. Začetna vsebina klorkalcijeve raztopine z oljem vred znaša ravno 7 litrov. Te odštejemo od izmerjene vsebine in preračunamo tako dobljeno kubaturo na površino 200 cm^2. Tolikšna je namreč površina gornje vhodne odprtine. To merjenje pa se izvrši samo na koncu sezone in kontrolira gornje prvo merjenje.

Posoda je preračunana, da vzdrži 4000 mm padavin. Toliko namreč naj bi znašala povprečna množina padavin na leto v območju Triglava. Če pa vmesna merjenja med letom dado slutiti, da bi bilo več kot 4000 mm padavin, je treba posodo že med letom izprazniti.

Tu bi omenili še instrument, ki se imenuje <u>heliograf</u>. Helios pomeni v grščini sonce. Heliograf je steklena krogla, v kateri se sončni žarki lomijo, tako da stvorijo na drugi strani krogle žarišče. To žarišče se s soncem pomika v obratni smeri po nekem papirju, ki ga prežge. S pomočjo te vžgane črte zvemo, koliko ur na dan ni bilo sonce pokrito z oblaki. Zvemo torej dolgost trajanja sončnega obsevanja. Poznanje števila ur sončnega obsevanja nekega kraja je zelo važno, ker potem lahko presodimo, ali je dotični kraj ugoden za uspevanje gotovih rastlin, n.pr. sladkorne pese, tobaka, hmbaža, vrtnic za pridelovanje rožnega olja in podobno.

V E T E R.

Zračni pritisk, temperatura zraka in vlaga z vsemi njenimi zgoščenimi proizvodi so elementi takozvane <u>statične</u> meteorologije, ki proučava mirno stoječo atmosfero. Sto, stare pomeni v latinščini stati. Element veter pa obravnava takozvana <u>dinamična</u> meteorologija, ki proučava sile, ki stavljajo atmosfero v gibanje in ki uravnavajo smer gibanja. Dynamis pomeni v grščini moč, silo.

<u>Nastanek vetra</u>. Veter je gibajoči se zrak. Že ko smo obravnavali vzpenske toke, ki nastajajo zaradi neenakega segrevanja zemeljske površine, smo se dotaknili nastanka vetra. Rekli smo, da vdere hladnejši zrak na mesto, kjer se je zrak segrel in se vzpel v višino. V višini se zopet prevrže iznad vzpenskega toka na mesta, kjer se je zrak spustil proti tlem. Nastalo je konvekcijsko kroženje v majhnih izmerah. Razmere so podobne kroženju vode v loncu nad ognjem. Podobno konvekcijsko kroženje nastane tudi v velikih izmerah med oceani in kontinenti in med bolj in manj segretimi geografskimi širinami. Temu kroženju zraka, ki se v skrajnem primeru razteza preko vsega globusa, pravimo <u>veter</u>. Proučujmo razmere bolj v malem, recimo nad nekim večjim otokom

sredi morja. Slika 11 nam predstavlja nastanek vetra ločeno po posameznih štadijih. Prvi štadij (a) nam predstavlja brezvetrje. Vodoravne črte so izobarne ploskve. Zračni pritisk je povsod v isti višini nad morjem in otokom enak. V drugem štadiju (b) prične sonce segrevati otok in morje. Ker pa se otok bolj segreje kot morje, se tudi zrak bolj segreje nad otokom kot nad morjem. Zato se zrak nad otokom razširi zlasti v višino. Zračni pritisk je v neki višini nad otokom večji kot nad morjem, ker se je nad to višino zrak povzpel s tal. Zato se izobarne ploskve nad otokom izbočijo navzgor. To stanje pa v prirodi ne more obstati, ker zrak odteče od tam, kjer je pritisk večji, tja, kjer je manjši. Zato se prevrže zrak v višini iznad otoka nad morje. Posledica tega je, da se zračni pritisk spodaj nad otokom zmanjša, nad morjem pa zveča. V višini pa je pritisk nad otokom večji, nad morjem manjši. Izobarne ploskve so nad otokom zgoraj izbočene navzgor, spodaj navzdol. Nad morjem pa imajo obratni potek. V sredini tega sistema izobar mora potekati neka izobarna ploskev, ki je vodoravna. Zrak kroži, kakor da bi se kotalil po strmini naklonjenih izobarnih ploskev. Kroženje je najmočnejše takrat, ko je segrevanje največje. S pojemanjem segrevanja pojema tudi kroženje. Med ohlajanjem se zraka nad otokom bolj ohladi kot nad morjem. Zato se nad otokom zrak skrči in takorekoč sesede. V končnem štadiju (c) pri največjem ohlajanju je potek izobarnih ploskev obraten onemu pri najmočnejšem segrevanju. Zrak kroži tako, da teče sedaj zgoraj z morja k otoku, spodaj pa narobe.

Videli smo torej, da je za nastanek vetra potrebno neenako segrevanje ali neenako ohlajanje zemeljskega površja. Posledica tega je neenaka razdelba zračnega pritiska. Zračni pritisk torej v neki določeni smeri pada. Ako povemo, za koliko se pritisk zmanjša na določeni razdalji, smo izrazili takozvani horizontalni pritiskov gradient. Imenujemo ga tudi horizontalni barični gradient. Navadno povemo diferenco pritiska v milibarih na razdalji 100 km, n.pr. 5 mb/100 km.

Horizontalni barični gradient označimo z znakom $-\partial p/\partial n$, kjer pomeni ∂p padec pritiska p na določeni razliki razdalje ∂n. Kratica n naj bi pomenila razdaljo normalno, to je pravokotno na izobare. Izobare so črte, ki vežejo točke z enakim pritiskom. Za izraz diference uporabljamo grško črko ∂, ker hočemo označiti, da je to samo delni ali parcielni padec pritiska. Pritisk namreč pada tudi vertikalno z višino z in tega označimo podobno kakor horizontalnega, $-\partial p/\partial z$. Pri obeh gradientih pomeni predznak minus, da je gradient pritiska mišljen v smeri padanja pritiska.

Praktična enota pritiskovega gradienta je razlika pritiska enega milibara na razdalji enega metra. Ker pa je v praksi diferenca pritiska v milibarih na razdalji enega metra zelo majhna vrednost, povečamo razdaljo na 100 km, kakor smo že zgoraj omenili, n.pr.

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = \frac{5 \text{ mb}}{100 \text{ km}}.$$

Ako praktično enoto baričnega gradienta, to je

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = \frac{1 \text{ mb}}{1 \text{ m}}$$

pretvorimo v enoto cm- gr - sekundnega sestava in če upoštevamo da je 1 mb pritisk 1000 din na 1 cm^2, potem dobimo sledečo dimenzijo:

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = \frac{1 \text{ mb}}{1 \text{ m}} = \frac{1000 \ \frac{\text{din}}{\text{cm}^2}}{100 \text{ cm}} = 10 \ \frac{\text{din cm}^{-2}}{\text{cm}}.$$

Gradient 10 din cm^{-2}/cm pomeni, da se zmanjša pritisk, izražen kot sila v dinah na cm^2, na razdalji 1 cm za 10 din in ga zato imenujemo gradientno silo. Ona je tisti vzrok, ki stavlja zrak v premikanje. Od njene velikosti zavisi tudi moč vetra ali njegova hitrost. Preden pa bomo računali hitrost vetra iz gradientne sile, si moramo ogledati način opazovanja in merjenja vetra.

Določanje smeri in hitrosti vetra. Smer vetra imenujemo po tisti strani, iz katere piha, ne po tisti v katero piha. Smer imenujemo po glavnih nebesnih smereh. Slika 12 nam kaže vetrovnico z glavnimi smermi, označenimi s črkami. Smer označimo z internacionalnimi črkami:

N = Nord, sever
NE= Nord - Est, severovzhod
E = Est, vzhod
JE = Sud-Est, jugovzhod
S = Sud, jug
SW = Sud-West, jugozahod
W = West, zahod
NW = Nord-West, severozahod.

Južni veter piha torej z juga proti severu. Če nimamo nobenega instrumenta pri roki, določimo smer vetra po dimu, ki ga veter nosi v neko določeno smer, ali po naginjanju drevesnih vej. Še smo v planinah sredi skal, kjer ni dreves ne dima, si pomagamo tako, da oslinimo kazalec in stegnemo roko navzgor. Na tisti strani, kjer nas hladi, piha veter. Veter namreč pospešuje izhlapevanje mokrote s prsta. Izhlapevanje pa rabi toploto, ki se jemlje prstu. Zato nas na tej strani hladi. Ta stran zmočenega prsta igra podobno vlogo kakor mokri termometer pri psihrometru.

Za določitev točne smeri moramo seveda poznati lego nebesnih smeri. Najbolj enostavno je, da se orientiramo po soncu. Opoldne je sonce točno na južni strani neba, vse sence padajo tedaj točno proti severu. Ob drugih urah si pomagamo z žepno uro. Mali urni kazalec obrnemo točno proti soncu. Ko je kazalčeva senca točno pod kazalcem samim, je kazalec obrnjen točno proti soncu.

Potem kaže črta, ki razpolavlja kot med urnim kazalcem in številko 12, to je simetrala tega kota, točno smer jug-sever. Če imamo pri roki geografsko karto in vidimo v daljavi neko točko, ki jo lahko najdemo tudi na karti, postavimo karto tako, da se zvezna črta, naše stojišče - točka v daljavi, na karti ujema s smerjo, v kateri gledamo proti dotični točki. Potem je gornji rob karte pravilno položen proti severu. Dovolj točno nam pokaže severno stran tudi magnetna igla v kompasu. Pri določanju severne smeri s kompasom pa ne smejo biti v bližini kaki železni predmeti kot žepni nož, cepin, železna skrinjica spominske knjige, eventuelna železna piramida triangulacijske točke in podobno, ker bi ti železni predmeti pritegovali magnetno iglo k sebi in jo odklonili od prave severne smeri. Ponoči si pomagamo z zvezdo severnico. Če poznamo na nebu ozvezdje Veliki voz, pridemo po petkratni razdalji zadnjih dveh koles do zvezde severnice.

Hitrost vetra izražamo ns potjo v metrih, ki jo napravi veter v eni sekundi, torej z metri na sekundo. V praksi so nam bolj znane hitrosti v kilometrih na uro. Prvo hitrost pretvorimo takoj v drugo, če metre pomnožimo s 3,6. Hitrost 1 m na sekundo je namreč enaka 3600 m na uro, ali 3,6 km na uro, ker ima ura 3600 sek. Hitrosti 30 metrov na sekundo so že zelo velike, ker odgovarjajo že 108 km na uro, kar je že hitrost ekspresnega vlaka. Le v posameznih sunkih naše kraške burje so že merili 150 km na uro.

Za merjenje hitrosti imamo instrument anemometer. Anemos pomeni v grščini veter. Bistveni del anemometra je mlinček, ki nosi na štirih ali treh palčkah, križno položenih polkrožne skodelice. Veter zapiha proti votlini teh skodelic in jih zavrti. Iz hitrosti vrtenja skodelic se da sklepati na hitrost vetra. Vrtenje skodelic se po vertikalni vrtilni osi prenese na spodnje urno kolesje, ki poganja nek kazalec. Ta nam direktno pokaže že hitrost vetra v metrih na sekundo. Poleg anemometra poznamo tudi anemografe, ki nam nepretrčno beležijo ne samo hitrost vetra temveč tudi njegovo smer.

Če nimamo nobenega instrumenta pri roki, da bi določili hitrost vetra, jo lahko samo tudi ocenimo po vplivu vetra, ki ga izvaja na vso okolico. Zato imamo na razpolago takozvano Beaufortovo skalo, imenovano po francoskem admiralu, ki je to skalo sestavil. Ta skala ima dvanajst stopinj:

0 - popolna tišina, brezvetrje.
1 - zelo šibka sapica, dim se dviga skoraj navpično.
2 - lahek veter, ki ga že čutimo.
3 - šibek veter, premika že listje na drevesih.
4 - srednji veter, upogiba že vrhove dreves in manjše vejice.
5 - svež veter, premika že veje in je za občutek že neprijeten.
6 - močan veter, piska že okoli vogalov in premika večje veje.
7 - zelo močan veter, upogiba šibkejša drevesa, na vodi dviga

valove, ki se penijo.

8 - viharni veter, upogiba cela drevesa in lomi vejice, ustavlja človeka pri hoji.

9 - vihar, odnaša strešno opeko, lomi veje in manjša drevesa, človek težko hodi.

10 - popolni vihar, ruva močnejša drevesa.

11 - silno močan vihar, podira gozdove in meče ljudi ob tla.

12 - orkan podira hiše, odnaša strehe in ruva cele dele gozdov.

Najbolj enostavni instrument za določanje smeri in moči vetra je takozvani vetrokaz ali vetrnica (sl.13). Na jekleni palici, ki je zgoraj nekoliko vdolbljena je nataknjena cev. Ta sloni zgoraj s primerno vzboklino na vdolbišču palice, in nosi spodaj v smer vetra kažočo palico, zadaj pa rep nekako v obliki metle. Na palici je krogla, ki drži ravnotežje repu. Veter se požene v rep in zavrti kažočo palico tako, da kaže v smer, od koder piha veter. Na vrhu cevi je primerno pritrjena pločevinasta plošča težka 200 gr, ki jo veter dviga. Na spodaj pritrjenem loku je nanešenih 8 kazalcev, ki pokažejo stopnje Beaufortove skale. Pri določeni hitrosti vetra se plošča postavi do nekega kazalca in pokaže tako moč vetra. Spodaj na pokončni palici so trdno pritrjene črke N,E,S,W, ki kažejo v štiri glavne smeri neba. Tako vetrnico se mora postaviti na lesen drog visok vsaj 6 metrov nad tlemi. Če smo med hišami, mora biti vetrnica nad hišami, v gozdu pa nad drevesi.

Moč vetra izrazimo tudi s pritiskom v kg (p), ki ga izvaja veter s hitrostjo (v) na ploskev 1 m^2 in sicer z enačbo $p = 0{,}08\ v^2$. Sledeča razpredelnica kaže Beaufortovo skalo in odgovarjajočo hitrost vetra v metrih na sekundo, v km na uro in pritisk v kg na m^2.

Kazalec	1	2	3	4	5	6	7	8
Dvižni kot ploščec°	0	4	15,5	31	45,5	58	72	80,5
Stopnja po Beaufortu	0	2	3	4	5	6	7	9
Hitrost v m/sek	0	2	4	6	8	11	14	20
Hitrost v km/uro	0	7,2	14,4	21,6	28,8	39,6	50,4	72,0
Pritisk v kg/m^2	0	0,32	1,28	2,88	5,12	9,68	15,68	32,0

Odklon smeri vetra. Rekli smo, da je smer gradientne sile usmerjena od visokega pritiska k nizkemu in da je pravokotna na izobare. V to smer bi moral pihati tudi veter. Ko so začeli risati vremenske karte, ki jih bomo pozneje obravnavali, so ugotovili, da se smer vetra ne ujema s smerjo gradientne sile, temveč da je odklonjena več ali manj na desno od smeri gradienta. Nad morjem ali v višini nad 1000 metri nad tlemi je smer vetra celo toliko odklonjena na desno, da je pravokotna na smer gradien

in vzporedna z izobarami. Odklanjanje smeri vetra na desno pride od tega, ker se zemlja vrti okoli svoje osi od zahoda proti vzhodu. Z zemeljsko površino se vrti tudi atmosfera z vsemi svojimi vremenskimi spremembami. Na vsaki geografski širini ima zemeljsko površje svojo vrtilno hitrost. Največja je hitrost vrtenja na ekvatorju, z večajočo se geografsko širino se manjša in je na polu enaka ničli. Recimo, da je barični gradient usmerjen točno od juga proti severu. Če bi zemlja mirovala, bi nam dala gradientna sila res južni veter. Ker pa se zemlja vrti in z njo tudi zrak okoli zemeljske osi, ima zrak dvoje gibanj. Prvo je usmerjeno zaradi gradienta proti severu, drugo pa je zaradi vrtenja zemlje usmerjeno proti vzhodu. Ko se zrak prične pomikati proti severu, obdrži ves čas svojo vrtilno hitrost, ki jo je imel na izhodiščni geografski širini. Ko dospe v nekoliko višje geografske širine, ima zrak še vedno svojo prvotno vrtilno hitrost, zemlja pod njim pa se počasneje vrti. Zrak v vrtenju proti vzhodu prehiteva spodnje zemeljsko površje in je zato vsa njegova pot proti severu tem bolj odklonjena na desno, čim višje proti severu dospe veter. Slika 14 nam to najbolje pojasni. Gradient pritiska je usmerjen od A do A_1, to je proti severu, kar je naznačeno na istem meridianu. Če bi zemlja mirovala, bi zrak čez nekaj časa dospel iz A do A_1. Ker se pa zemlja vrti proti vzhodu, pride meridian AA_1 v istem času v položaj BB_1. Zrak pa se ves čas svojega pomikanja proti severu vrti tudi proti vzhodu in zato ne pride do točke B_1, ki je istovetna z A_1, ampak v točko C_1, kajti razdalja A_1C_1 je enaka razdalji AB. Pot vetra BC_1 je odklonjena od smeri gradienta BB_1, ki je istoveten s smerjo AA_1, na desno za kot α.

Če bi bil gradient usmerjen narobe, recimo od severa proti jugu, v sliki od A_1 proti A, bi veter naredil pot B_1B_2. V tem primeru bi veter na svoji poti proti jugu zaostajal za spodnjim hitreje se vrtečim zemeljskim površjem. Zopet je pot vetra B_1B_2 odklonjena od gradientne smeri B_1B, ki je istovetna z A_1A, na desno za kot α.

Podobno razmišljanje bi nas privedlo do rezultata, da se veter na južni hemisferi odklanja na levo gradientne smeri.

Tu smo obravnavali primer, ko je gradient usmerjen od juga proti severu ali narobe. Toda veter se na severni hemisferi vsakokrat odkloni na desno gradientne sile, pa naj bo gradient usmerjen v kakršnokoli smer, tudi proti zahodu ali vzhodu. Vzrok odklona vetra na desno je torej različna vrtilna hitrost okoli zemeljske osi spodnjega zemeljskega površja in zgornjega vetra. Ta vzrok pripisujemo neki navidezni sili, ki deluje vedno na smer vetra pravokotno in ga vleče proti desni. Matematično je obdelal to navidezno silo prvi Francoz Coriolis in se po njem imenuje Coriolis-ova sila.

Coriolis-ova sila. Da pridemo do pojma o Coriolis-ovi sili, moramo iziti od takozvanega mirovnega ravnotežja sil na vrtečem se zemeljskem površju. Ker se zemlja vrti okoli svoje osi od zapada proti vzhodu, dobe vse točke mase M neko centrifugalno silo. Če mislimo vedno samo na maso 1 gr, potem je ta sila enaka centrifugalnemu pospešku. V geografski širini φ v sliki 15 je ta pospešek enak r_φ in je usmerjen proč od vrtilne osi. Če bi ne bilo zemeljske privlačnosti ali sile težnosti, potem bi masa M odletela z zemeljskega površja. Tako pa se vpliv tega centrifugalnega pospeška pozna na dva načina. Če si mislimo r_φ razdeljenega v komponenti $r_\varphi \cos\varphi$ in $r_\varphi \sin\varphi$, pade prva komponenta v smer pospeška težnosti in deluje njemu nasproti. Pod vplivom centrifugalne sile se torej pospešek g zemeljske težnosti zmanjša. Druga komponenta pa deluje pravokotno na prvo in je usmerjena proti ekvatorju. Masa M dobi pod vplivom centrifugalne sile nek privlek proti ekvatorju.

Če bi se zemlja ne vrtela, bi bila popolnoma krogla. Ko pa se je začela vrteti, so se masine točke njenega površja začele gibati proti ekvatorju. Točke na ekvatorju samem, pa so se začele od zemeljskega središča oddaljevati. Tako se je zemeljsko površje na ekvatorju izbočilo, na polu pa sploščilo. Zemeljski radij znaša na polu R_p = 6356,8 km, na ekvatorju R_e = 6378,2 km. Razlika med njima znaša torej 21,4 km.

Čim se je zemlja sploščila, je njeno površje dobilo obliko strmine, ki se vzpenja od pola proti ekvatorju. Če gremo od pola do ekvatorja se z ozirom na zemeljsko središče dvignemo za 21.400 m. Vsako telo na strmini pa ima neko težnostno komponento, ki vleče telesa po strmini navzdol. Da pa telesa ali točke mase M ne zdrknejo od ekvatorja navzdol nazaj proti polu, jih vleče proti ekvatorju privlek zaradi centrifugalne sile. Tako si zaradi sploščenosti zemlje razvita težnostna komponenta in zaradi vrtenja zemlje razvita komponenta centrifugalne sile držita ravnotežje in točke mase M mirujejo v svojem položaju. Temu stanju pravimo mirovno ravnotežje sil na vrtečem se zemeljskem površju.

Isto ravnotežje sil opazujemo, ko se vozimo s kolesom okoli ovinka. Ker se vozimo v krogu, se vrtimo in se zato razvije centrifugalna sila, ki stremi, da bi nas vrgla iz krožnega tira v smeri radija. Zato se podzavestno nagnemo na noter in stvorimo s tem težnostno komponento, ki drži centrifugalni sili ravnotežje.

Recimo, da dobi telo M na sliki 23 relativno do zemeljskega površja neko hitrost proti vzhodu. Ta posebej dana hitrost se prišteje vrtilni hitrosti zaradi vrtenja zemlje. Absolutno vrtenje telesa M okoli zemeljske osi je potem večje kot pa zemeljskega površja v isti geografski širini. Zaradi hitrejšega vrtenja se zveča centrifugalna sila in s tem privlek $r_\varphi \sin\varphi$ proti ekvatorju. Telo bi se sicer zaradi posebej mu

dane hitrosti res pomikalo proti vzhodu, toda zaradi povečanega privleka proti ekvatorju se bo pomikalo tudi proti ekvatorju in tako bo dospelo v krogu od izhodiščne točke 1 do 2. V očki 2 pride telo do geografske širine, kjer je njegova absolutna hitrost vrtenja okoli zemeljske osi enaka hitrosti vrtenja zemeljskega površja v dotični geografski širini. Tu preneha privlek proti ekvatorju.

Zaradi dane mu hitrosti bi se telo od točke 2 gibalo dalje v smeri meridiana. Čim pa pride telo v nižje geografske širine pod širino točke 2, je njegova absolutna hitrost vrtenja okoli zemeljske osi manjša kot hitrost vrtenja spodnjega zemeljskega površja. Zato telo zaostaja v vrtenju za zemeljskim površjem in se odklanja v krogu od meridianske smeri na desno. Ko pride do točke 3, je ta odklon že tako velik, da znaša 90°. Gibanje je prešlo sedaj iz smeri proti jugu v smer proti zahodu. V točki 3 se sedaj telo vrti okoli zemeljske osi počasneje kot spodnje zemeljsko površje in sicer prav za hitrost, ki mu je bila dana v točki 1 proti vzhodu. Do veljave pride sedaj težnostna komponenta, ki vleče telo proti polu. Zaradi svoje hitrosti bi se iz točke 3 gibalo telo naprej proti zahodu. Ker ga pa težnostna komponenta vleče proti polu, se giblje v krogu do položaja 4. V točki 4 sta si hitrosti vrtenja telesa in zemeljskega površja okoli zemeljske osi zopet enaki. Zato je konec privleka proti polu. Zaradi svoje hitrosti bi se telo iz točke 4 gibalo sedaj po meridianu proti severu. Ker pa ima telo med svojim napredovanjem proti severu večjo hitrost vrtenja kot spodnje zemeljsko površje, ga prehiteva na desno in dospe tako zopet v položaj 1, na svoje izhodišče. Od tu dalje prične zopet krožiti po tiru 1-2-3-4-1. Temu kroženju pravimo vztrajnostno gibanje na vrtečem se zemeljskem površju.

Če dobi telo M v točki 1 neko hitrost proti zahodu, tedaj se vrti prav tako v krogu, vendar v sliki 16 v zgornjem manjšem krogu. Vidimo, da se v obeh krogih vrti telo v smislu urnih kazalcev. Na južni hemisferi bi enako razmišljanje privedlo do rezultata, da se telo vrti v nasprotnem smislu urnih kazalcev.

Do matematičnega izraza Coriolis-ove sile pridemo na sledeči način. Ako se kako telo vrti okoli nekega središča v razdalji r, je hitrost vrtenja ω enaka

$$\omega = \frac{2 r \pi}{T},$$

kjer pomeni T čas enega obhoda. Zemlja se zavrti okoli svoje osi v enem zvezdnem dnevu, ki znaša 86164 sekund. Ako vzamemo za enoto dolžine dolžino radija potem je r = 1 in ω znaša pri zemlji

$$\omega = \frac{2\pi}{86164} = 7{,}29 \cdot 10^{-5} \left[1/\text{sek} \right].$$

ω je samo konstanta vrtenja zemlje. Če hočemo izvedeti za pravo hitrost vrtenja, potem moramo vsakokratno razdaljo točke zemeljskega površja od vrtilne osi pomnožiti z ω. Hitrost vrtenja c je potem enaka $c = r.\omega$, kjer je $r = R\cos\varphi$. (R= zemeljski radij, φ = geografska širina).

Centrifugalna sila je pri vsakem vrtenju direktno proporcionalna kvadratu hitrosti vrtenja in obratno proporcionalna razdalji od središča v znakih

$$S_c = \frac{c^2}{r},$$

kjer pomeni S_c centrifugalno silo.

Če ima točka mase M še posebno hitrost v proti vzhodu, potem je njena centrifugalna sila enaka

$$S_{(c+v)} = \frac{(c+v)^2}{r}.$$

Ker sili c^2/r drži na sploščeni zemlji ravnotežje že navzoča težnostna sila, pride za privlek proti ekvatorju samo razlika teh dveh centrifugalnih sil v poštev, torej

$$S_{(c+v)} - S_c = \frac{(c+v)^2}{r} - \frac{c^2}{r}.$$

Če vsoto v oklepaju kvadriramo in v^2 zanemarimo, ker je ta vrednost zelo majhna nasproti zmnožku $2\,vc$, potem dobimo

$$S_{(c+v)} - S_c = \frac{2\,vc}{r}.$$

Če upoštevamo, da je $c = \omega r$, potem dobimo

$$S_{(c+v)} - S_c = 2\,v\,\omega.$$

V sliki 22 pa smo ugotovili, da pride za privlek proti ekvatorju samo komponenta centrifugalne sile v poštev, ki smo jo tam označili kot pospešek γ_φ sin φ. Sila, ki vleča točko M proti ekvatorju, je torej

$$\gamma_\varphi \sin\varphi = (S_{c+v} - S_c)\sin\varphi = 2\,v\omega\sin\varphi = D$$

To je matematični izraz za Coriolis-ovo ali za deviacijsko odnosno odklonsko silo. Vnaprej jo bomo zaznamovali s črko D.

Do istega matematičnega izraza za Coriolisovo silo pridemo tudi z razmišljanjem na sliki 17. V sliki 14 je odklon vetra na desno enak razdalji $B_1C_1 = AB - A_1B_1$. Čas, ki ga rabi veter, da

pride od A do A_1, zaznamujemo z dt. V tem času bi se zemlja zavrtela od A do B. Če ima veter hitrost v, potem je $AA_1 = v.dt.$
AA_1 je lok na največjem krogu zemlje s centralnim kotom $d\varphi$, kar pomeni razliko med geografskima širinama A in A_1. Zato velja

$$R.d\varphi = v.dt.$$

Dalje je

$$AB = \frac{2\pi R\cos\varphi}{T}.dt$$

in

$$A_1C_1 = \frac{2\pi R\cos(\varphi + d\varphi)}{T}.dt.$$

Iz tega sledi

$$B_1C_1 = AB - A_1C_1 = \frac{2\pi R}{T}\,dt\left[(\cos\varphi - \cos(\varphi + d\varphi)\right]$$

ali

$$B_1C_1 = -\frac{2\pi R.dt.d\varphi}{T}\cdot\frac{\cos(\varphi + d\varphi)-\cos\varphi}{d\varphi}$$

Zgoraj smo omenili

$$d\varphi = \frac{v.dt}{R}.$$

Če to vstavimo v prejšnjo enačbo, dobimo

$$B_1C_1 = -\frac{2\pi.dt^2.v}{T}\cdot\frac{\cos(\varphi + d\varphi) - \cos\varphi}{d\varphi}$$

Ta enačba nam pove, da je razdalja odklona B_1C_1 direktno proporcionalna kvadratu spremembi časa dt^2. Razdalja odklona se torej veča enakomerno pospeševano. Ako označimo pospešek odklona nasproti meridianu z β, potem je razdalja B_1C_1 enaka

$$B_1C_1 = \frac{\beta}{2}\cdot dt^2 = -\frac{2\pi.dt^2.v}{T}\cdot\frac{\cos(\varphi + d\varphi)-\cos\varphi}{d\varphi}$$

Iz tega dobimo za β

$$\beta = -\frac{4\pi v}{T}\cdot\frac{\cos(\varphi + d\varphi)-\cos\varphi}{d\varphi}$$

Iz slike 24 je razvidno, da je

$$\cos(\varphi + d\varphi) - \cos\varphi = d\cos\varphi$$

ali

$$\frac{d\cos\varphi}{d\varphi} = -\sin\varphi$$

Pospešek β je torej

$$\beta = \frac{4\pi v}{T} \sin\varphi .$$

Ker pa je $\frac{2\pi}{T} = \omega$, je

$$\underline{\beta = 2\omega v \sin\varphi} .$$

Ta izraz pa je istoveten z zgoraj dobljenim izrazom za horizontalno komponento centrifugalne sile. Vidimo, da je privlek proti vžhodu enak privleku proti ekvatorju.

Coriolis-ova sila deluje <u>pravokotno</u> na smer vetra, pa naj ima veter kakršnokoli smer.

<u>Geostrofični veter</u>. Recimo, da potekajo izobare preko večjega predela morskega površja vzporedno in da pritisk pada od juga proti severu, kakor kaže <u>slika 18</u>. Proučujmo sedaj postanek vetra od vsega začetka do njegovega takozvanega stacionarnega stanja. Čim se prične zrak pod vplivom gradientne sile <u>G</u> gibati proti severu, takoj nastopi odklonska sila <u>D</u>, ki deluje na njegovo smer pravokotno. Pod njenim vplivom se smer vetra polagoma obrača proti vzhodu. Čim močnejši je veter, tem močnejša je tudi odklonska sila, kajti njen matematični izraz pravi, da je direktno proporcionalna hitrosti vetra v. Ko se je smer vetra toliko zaobrnila na desno proti vzhodu, da je postala odklonska sila gradientni nasprotna in njej enaka, dobi veter svojo konstantno smer in hitrost. Pravimo, da je veter stacionaren. Odklonska sila je enaka gradientni in njej nasprotna in si tako držita ravnotežje. Veter, pri katerem pride poleg gradientne sile samo odklonska sila še v poštev, imenujemo <u>geostrofični</u> veter. V grščini pomeni ge zemljo, strofe pa vrtenje. Geostrofičen pomeni torej odklonjen zaradi vrtenja zemlje.

Matematično izrazimo geostrofični veter sledeče:

$$- G = D$$

Če vstavimo zgoraj dobljene izraze, dobimo:

$$- \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \cdot v \cdot \rho .$$

Izraz $D = 2\omega \sin\varphi \, v$ je samo pospešek odklonske sile. Da dobimo res odklonsko silo, moramo ta pospešek pomnožiti še z maso zraka 1 cm^3, to je z gostoto ρ. Navadno pišemo gornjo enačbo v obliki pospeškov:

$$- \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \cdot v .$$

To in podobne naslednje enačbe imenujemo hidrodinamične enačbe. Hydor pomeni v grščini vodo. Podobne enačbe so namreč izpeljali tudi za gibanje vode v morskih tokovih, ki se raztezajo preko vsega globusa.

S pomočjo gornje enačbe lahko izračunamo hitrost vetra, če poznamo barični gradient ali pa gradient sam, če poznamo hitrost vetra. Iz vremenskih kart lahko posnamemo oboje. Gradient dobimo, če izmerimo pravokotno razdaljo dveh izobar in preračunamo s pomočjo merila karte padec pritiska na razdalji 100 km. Hitrost vetra pa se izmeri z anemometrom.

Izračunajmo, koliko znaša gradient pri hitrosti vetra 10 m/sek ali 36 km/uro v geografski širini 45°. V prvo gornjih dveh enačb vstavimo:

$$\omega = 7{,}29.10^{-5} \left[1/\text{sek}\right],$$

$$\sin 45° = 0{,}707$$

$$v = 1000 \left[\text{cm/sek}\right],$$

$$\rho = 1293.10^{-6} \left[\text{gr/cm}^3\right]$$

in dobimo:

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = 2.7{,}29.10^{-5}.0{,}707.10^{3}.1293.10^{-6}$$

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = 13331.10^{-8} \left[\text{din cm}^{-2}/\text{cm}\right]$$

ali

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = 1{,}3.. \left[\text{mb/100 km}\right].$$

Barični gradient znaša v cm-gr- sekundnem sestavu 13331.10^{-8} din cm^{-2}/cm v praktični rabi pa 1,3.. mb/100 km.

Izobare rišemo navadno v stopnjah po 5 mb. Izračunajmo, koliko so izobare v cm narazen na karti 1 : 25 000 000. Razdalja 100 km odgovarja na karti razdalji : $10^7 : 25.10^6 = 10/25$ cm. Po sklepnem računu

$$1{,}3 : 5 = 10/25 : x,$$

dobimo za

$$x = 1{,}5.. \text{ cm}.$$

Izobare risane v stopnjah po 5 mb so na tej karti po 1,5 cm narazen.

Strmina izobarnih ploskev. Iz enačbe za horizontalni gradient

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \,.\, v.\rho$$

in iz enačbe za vertikalni gradient

$$-\frac{\partial p}{\partial n} = g\rho$$

lahko izračunamo strmino izobarne ploskve. Izobare na vremenski karti so presečnice izobarnih ploskev z zemeljsko površino odnosno z morskim nivojem, ker je zračni pritisk reduciran na morski nivo. Imajo neko določeno strmino $\partial z/\partial n$. Iz slike 19 je razvidno, da pada pritisk od vzhoda /E/ proti zahodu /W/. Če smo na izobari 1005 mb in se dvigamo poševno desno navzgor tako, da kaže barometer ves čas 1005 mb, smo se do iznad izobare 1010 mb pri tleh dvignili za višino ∂z. Razmerje višine ∂z do horizontalne razdalje ∂n je izraz za strmino izobarne ploskve.

Ako gornji dve enačbi delimo, dobimo:

$$\frac{-\frac{\partial p}{\partial n}}{-\frac{\partial p}{\partial z}} = \frac{\partial z}{\partial n} = \frac{2\omega \sin\varphi\, v}{g}$$

Izračunajmo strmino izobarnih ploskev za zelo močan veter, v = 30 m/sek ali 108 km/uro v geografski širini 45°. Če vstavimo v gornjo enačbo vse znane vrednosti, potem dobimo:

$$\frac{\partial z}{\partial n} = \frac{2.7{,}29.10^{-5}.0{,}707.3.10^{3}}{981} = 0{,}0003.$$

Strmina znaša 0,0003 ali približno 1: 3000, kar pomeni, da najdemo enak pritisk, ki smo ga našli v višini 1000 m ali 1 km, zopet nad morskim nivojem še le v razdalji 3.000 km v smeri gradienta.

Vidimo, da je strmina izobarnih ploskev sicer tem večja, čim močneje piha veter. Toda celo pri zelo močnih vetrovih je strmina zelo majhna.

Hitrost vetra v ciklonih in anticiklonih. Na vremenskih kartah vidimo, da potekajo izobare redko kje premočrtno. Navadno imajo krožno obliko in zaključujejo polje bodisi nizkega ali visokega pritiska. Krožno polje nizkega pritiska imenujemo ciklon. Kyklon pomeni v grščini krog. Če pa je v sredini krožnih izobar pritisk visok, potem se imenuje tako polje pritiska anticiklon. Anti pomeni v grščini nasproten.

Ako opazujemo ciklon ali anticiklon nad morsko površino,

bomo videli, da piha veter tudi tu tangencialno na krožne izobare, torej pravokotno na smer gradienta. Vendar pa se tu pri stacionarnem vetru ne držita ravnotežje samo gradientna in odklonska silam, temveč nastopi zaradi krožnih izobar še centrifugalna sila. Ta je zmeraj usmerjena od središča proč. Zaznamujemo jo s C in je njena vrednost enaka:

$$C = \frac{v^2}{r} ,$$

kjer je v hitrost vetra, r pa razdalja vetra od središča ciklona, slika 20. Hidrodinamična enačba za ravnotežje sil v ciklonu se torej glasi:

$$-G = D + C.$$

Če vstavimo v to enačbo dobljene matematične izraze, dobimo:

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \, v + \frac{v^2}{r} .$$

V anticiklonih pada pritisk od središča na ven. Gradientna sila G je usmerjena od središča proč. V to smer pa pade tudi centrifugalna sila C. Ker je odklonska sila D gradientni nasprotna, je usmerjena proti središču in drži sama ravnotežje gradientni in centrifugalni sili. Hidrodinamična enačba sil v anticiklonu se torej glasi:

$$-G + C = D ,$$

ali z matematičnimi izrazi:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + \frac{v^2}{r} = 2\omega \sin\varphi \, v.$$

Iz slike 21 spoznamo, da je za veter v anticiklonu potrebna manjša gradientna sila kot v ciklonih ali z drugimi besedami enak gradient da v anticiklonu močnejši veter kot v ciklonih.

Sledeči račun nam to najbolje pojasni. V geografski širini 45° nad morjem potekajo krožne izobare s krivinskim radijem 500 km. Barični gradient znaša 1 mb/100 km. Izračunajmo, kako močan je veter, če je polje pritiska ciklonalno odnosno anticiklonalno.

V enačbo za ciklon vstavimo vrednosti:

$$\rho = 1{,}293 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3,$$

$$-\rho \frac{p}{n} = 1 \text{ mb/100 km} = 10^{-4} \text{din cm}^{-2}/\text{cm},$$

$$r = 5 \cdot 10^7 \text{ cm}$$

$$2\,\omega \sin 45° = 2.7,29.10^{-5}.\ 0,707.$$

Dobimo:

$$-\ \frac{1}{1,29}\ .10^{3}.10^{-4} \equiv 2.7,29.10^{-5}.0,707.v + \frac{v^{2}}{5.10^{7}}$$

Iz te enačbe izračunamo v. Ker pa imamo v^2, izračunamo po obrazcu za kvadratično enačbo:

$$v_{1,2} = \frac{-b \pm \sqrt{b^{2} - 4ac}}{2\,a}$$

Gornja enačba s konstantama b in c se glasi:

$$v^{2} + 5,154.10^{3}\ v = -\ 3,867.10^{6}$$

b c

$$v_{1,2} = -\ 2,577.10^{3} \pm\ 3,24.10^{3}$$

V poštev pride samo <u>pozitivna</u> vrednost:

$$v = 3240 - 2577 = 663\ \text{cm/sek}.$$

Našli smo, da znaša hitrost vetra v tem ciklonu 6,6 m/sek ali okrog 24 km na uro.

Hitrost anticiklonalnega vetra izračunamo po hidrodinamični enačbi:

$$-\ \frac{1}{\rho}\ .\ \frac{\partial p}{\partial n} = 2\,\omega \sin \varphi\ v - \frac{v^{2}}{r}$$

Ako razrešimo v in vstavimo znane vrednosti, dobimo:

$$-\ v^{2} + 5,154.10^{3}.v = +\ 3,867.10^{6}$$

Iz tega dobimo:

$$v_{1,2} = 2577 \pm 1660$$

V poštev pride samo <u>negativna</u> vrednost:

$$v = 2577 - 1660 = 917\ \text{cm/sek}.$$

Našli smo, da znaša hitrost anticiklonalnega vetra 9,2 m/sek ali okroglo 33 km na uro.

Če bi izobare potekale premočrtno, potem bi imeli samo <u>geostrofični</u> veter, pri katerem vpliv centrifugalne sile odpade. Iz formule:

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega \sin\varphi \, v$$

dobimo:

$$v = \frac{\frac{1}{1,293}\cdot 10^{3}\cdot 10^{-4}}{2\cdot 7,29\cdot 10^{-5}\cdot 0,707} = 744 \text{ cm/sek.}$$

Vidimo, da je pri enakem gradientu najmočnejši anticiklonalni veter s hitrostjo v = 9,2 m/sek, sledi geostrofični veter z v = 7,4 m/sek in zadnji je ciklonalni veter z v = 6,6 m/sek.

Veter, pri katerem pride poleg gradientne in odklonske sile v poštev še centrifugalna sila, se imenuje gradientni veter. Pri obeh vetrovih, to je pri geostrofičnem in gradientnem, je smer pravokotna na gradient. Pri gradientnem vetru imajo izobare krožno obliko, pri geostrofičnem pa potekajo premočrtno.

Vpliv trenja na smer in hitrost vetra. Na vremenskih kartah vidimo, da nad celino veter ne piha vzporedno z izobarami, torej da njegova smer ni pravokotna na smer gradienta, temveč da piha veter poševno preko izobar. V sliki ?? vidimo, da tvori smer vetra z izobaro kot χ. V stacionarnem stanju drži gradientni sili ravnotežje neka sila R, ki je njej nasprotna in enaka. Sila R je rezultanta dveh drugih sil, namreč odklonske sile D, ki stoji pravokotno na smeri vetra, in sile trenja T, ki deluje v nasprotni smeri vetra. Veter se namreč tere ob tleh in se tako zaustavlja. Čim večjo hitrost ima veter, tem večje je trenje.

Matematično je sila trenja T enaka:

$$T = k \cdot v,$$

kjer pomeni k silo trenja, če znaša hitrost vetra 1 cm/sek. Kot χ, ki ga tvori veter z izobaro, je potem enak:

$$\operatorname{tg}\chi = \frac{T}{D} = \frac{k,v}{2\omega \sin\varphi \cdot v}.$$

Vremenske karte so pokazale, da znaša kot χ v zmernih širinah na morju 10° do 15°, na celini pa je večji in sicer znaša 30° do 50°.

Recimo, da smo v geografski širini 45° izmerili kot χ χ = 40° pri hitrosti vetra v = 10 m/sek. Izračunajmo, kako velika je sila trenja, ki deluje na maso 1 kg zraka pri tleh.

Iz gornje enačbe dobimo:

$$k = 2\omega \sin\varphi \cdot \operatorname{tg}\chi .$$

Če vstavimo znane vrednosti dobimo:

$$k = 2.7,29.10^{-5}.0,707.0,839$$

$$k = 8,6.10^{-5}\,[1/sek].$$

Potem je sila trenja pri hitrosti v = 10 m/sek enaka:

$$T = k.v = 8,6.10^{-5}.\ 10^{3} = 8,6.10^{-2}\ din/gr$$

ali $$T = k.v = 8,6.10^{-2}.\ 10^{3} = 86\ din/kg.$$

Vidimo, da je vsak kg zraka zaustavljen po trenju s silo 86 din.

Trenje ima torej dvojni vpliv na veter. Prvič mu zmanjša hitrost in drugič prepreči, da bi odklonska sila zavrtela smer vetra za polnih 90°.

Trenje vetra ob tleh imenujemo zunanje trenje, ker se tere zunanja plast zraka. Terejo pa se tudi posamezne plasti zraka med seboj, n.pr. če se neka gornja plast hitreje premika nad spodnjo. To je notranje trenje zračnih plasti med seboj. Tudi notranje trenje je sila, ki deluje proti hitrosti vetra.

Silo notranjega trenja imenujemo tudi strižno silo, ker deluje proti sili gibanja. Ako imamo več plasti zraka, ki se gibljejo z različno hitrostjo in sicer tako, da se zgornja plast giblje hitreje kot spodnja, potem dobimo podoben pojav kakor pri pihanju vetra preko vodne površine. Zaradi trenja potisne veter vodo nekoliko v smer svojega gibanja. Tu se voda nakopiči in pritiska navzdol. Ta pritisk potisne vodo navzgor in sicer tam, od koder jo je veter odnesel. Ker se to stalno dogaja, voda kroži v obliki vrtinca s horizontalno osjo. Tako nastanejo valovi na vodni površini. Isto se dogaja v zraku, le da so valovi mnogo večji, ker zrak ni tako gost kot voda. Dolžina teh valov presega včasih 500 m.

Pod vplivom strižne sile dobimo v zraku vrtinčasto mešanje zračnih plasti, čemur pravimo turbulenca. Shematično nam to kaže slika 23. Jasno je, da je pri turbulentnem gibanju zraka notranje trenje mnogo večje kot pri laminarnem gibanju. Lamina pomeni v latinščini plast, turbo pa vrtinec.

Ker nastane pri turbulenci mešanje zgornjih plasti s spodnjimi, se zrak izmenjuje. Zgornje plasti z večjo hitrostjo se spuste navzdol, spodnje z manjšo hitrostjo pa se vzpnejo navzgor. S tem se hitrost zgoraj zmanjša, spodnja pa sveča. Za nas je važno, da turbulenca vedno poveča hitrost vetra pri tleh in izmenjavo zračnih plasti.

Zaradi zunanjega in notranjega trenja nima veter pri tleh smeri vzporedne z izobarami. Čim bolj pa se trenje zmanjšuje, tem bolj se smer vetra obrača na desno. Videli smo, da je na morju, kjer je površina ravna, smer vetra že skoraj vzporedna z izobarami. V višini 1000 m, kjer zunanjega trenja sploh ni in kjer je tudi notranje trenje zaradi manjše turbulence manjše, pa je smer vetra že vzporedna z izobarami. Približno v višini 1000 m vladata že izključno geostrofični in gradientni veter.

Splošna cirkulacija atmosfere. Ker poznamo sedaj vzroke nastanka vetra in sile, ki določajo njegovo hitrost in zlasti smer, lahko obravnavamo vetrove, ki se raztezajo preko vsega zemeljskega površja, takozvane planetarne vetrove ali splošno cirkulacijo atmosfere. Že v sliki 7 smo videli, da padajo sončni žarki pod najbolj strmim kotom v geografskih širinah blizu ekvatorja in ko je sonce tod v zenitu, celo pod kotom 90°. Zato se zrak tu najbolj segreje. V sliki 24 vidimo, da se segreti zrak nad ekvatorjem vzpne v višine in se od tod preliva proti obema poloma. Na svoji poti proti poloma pa se zrak zaradi odklonske sile odklanja na desno, odnosno na levo na južni hemisferi. Nekako na 30° do 35° geografske širine doseže ta odklon 90°. Iz južnega vetra je postal zahodni veter, ki piha krog in krog zemlje. Ker prihaja iznad ekvatorja stalno nov zrak, se tu zrak kopiči. Zato imamo na tej geografski širini visok zračni pritisk. Ker se je zrak na ekvatorju povzpel v višine in se preliva proti poloma, vdere pri tleh zrak z višjih geografskih širin proti ekvatorju, da nadoknadi zrak, ki se je vzpel v višino. Na ta način je nastala med ekvatorjem in geografskimi širinami 30° do 35° stalno kroženje zraka. Pri tleh imamo severovzhodni veter, v višini pa jugozahodni. Na ekvatorju se zrak vzpenja, na geografskih širinah 30° do 35° pa spušča.

Severovzhodni vetrovi, ki pihajo tik zemeljskega površja proti ekvatorju, so bili znani že španskim mornarjem, ki so potovali z jadrnicami preko Atlantskega oceana v Ameriko, med njimi tudi Krištofu Kolumbu na njegovem prvem potovanju v Ameriko. Ko so dospeli do geografske širine 30°, so imeli za hrbtom ugodni veter, ki jih je gnal naprej po morju. Zato so tem vetrovom rekli pasati, ker so jadrnice tod z lahkoto pasirale. Ko so meteorologi odkrili v višini prav nasprotne vetrove, so te imenovali antipasate.

Na ekvatorju se zrak med dviganjem adiabatno ohlaja in v neki višini pride do kondenzacije. Ker je tu zrak topel, vsebuje mnogo vlage in so zato tod tudi padavine zelo obilne. Vzponski toki se najbolj razvijejo, ko je sonce v zenitu in sicer tik po poldnevu, ko doseže temperatura zraka svoj maksimum. Razvijejo se takozvane popoldanske nevihte, podobne našim poleti popoldne, le da so na padavinah veliko bolj izdatne. Za časa zenitalnega položaja sonca imajo ekvatorialni kraji takrat svojo deževno dobo. Ko pa se sonce v zenitu odmakne, recimo, proti

severnim geografskim širinam, gre za njim tudi deževna doba. Na ekvatorju pa vlada tedaj suha doba. Ko se sonce jeseni zopet vrne na ekvator, zavlada zopet deževna doba. Z njegovim odhodom na južno hemisfero, odide za njim tudi deževna doba, na ekvatorju pa imajo pozimi zopet suho dobo. Tako imajo kraji nedaleč od ekvatorja v teku leta po dve deževni in po dve suhi dobi, ki nad ekvatorjem padeta na pomlad in jesen. Čim bolj se bližamo proti severni tropični širini 23 1/2°, tem bolj se obe deževni dobi časovno približujeta, tako, da ima geografska širina 23 1/2° le eno deževno dobo in sicer poleti, ko je sonce takrat tu v zenitu. Južna tropična širina 23 1/2° pa ima svojo deževno dobo pozimi, ker je takrat sonce tam v zenitu.

Rekli smo, da se zrak na 30° do 35° geografske širine spušča z višin k tlem. Pri tem se adiabatno segreva in izginejo zato kakršnikoli oblaki. Nebo je stalno jasno in sončni žarki svobodno dospejo do tal in jih segrevajo. Tod vlada toplo in suho vreme. Padavin je silno malo ali celo nič. Ker ni vode, so se razvile puščave. Zato imamo v teh geografskih širinah krog in krog zemlje na celinah niz puščav. Na severni hemisferi se vrste puščave: Sahara, Arabija, Iran v Perziji in puščava Gobi v centralni Aziji. V Ameriki se ta niz puščav nadaljuje s puščavami v Kaliforniji in Mehiki. Na južni hemisferi je manj puščav, ker je tu malo suhe zemlje. V južni Afriki se je razvila puščava Kalahari, dalje pade v ta pas tudi puščava v notranjosti Avstralije, v južni Ameriki pa nerodovitni predeli Patagonije.

Tudi te zone lepega vremena niso stalno na enem in istem mestu, temveč se premikajo s soncem na nebu. V poletnem času dosežejo celo predele v južni Evropi in tudi naše kraje. Takrat vlada pri nas izredno toplo in sončno vreme, ki nam prinese najvišje letne temperature nad 35° in dolgotrajno sušo, ki je večkrat katastrofalnega pomena za vse poljske pridelke in zlasti za živinsko krmo, seno.

Geografske širine okrog 30° do 35° se imenujejo tudi <u>konjske</u> širine. Ta naziv ima svoj vzrok v sledečem dogodku. V zoni padajočih vetrov vlada pri tleh brezvetrje, ker se tu zrak razhaja bodisi proti severu ali proti jugu. Ko je nekdaj neka jadrnica zašla v tako brezvetrje, je na morju le počasi napredovala. Ker je bilo stalno lepo vreme, so porabili vso pitno vodo. Na krovu so imeli tudi konje in ker niso imeli za nje dovolj vode, so jih pometali enostavno v morje. V spomin na ta žalostni dogodek, nazivljejo te geografske širine tudi <u>konjske</u> širine.

Visok pritisk v teh geografskih širinah ni vir samo pasatnim vetrovom, ki pihajo proti ekvatorju, temveč tudi vetrovom, ki pihajo proti severu. Od tega pristana visokega pritiska krog in krog zemlje se že v višini odločijo zračni toki, ki do-

spejo kot jugozahodni in zahodni vetrovi do pola. Tu se spuste navzdol k tlem in se vračajo ob tleh proti jugu kot severovzhodni in vzhodni polarni vetrovi. Vetrove pa, ki pihajo ob tleh iz območja visokega pritiska konjskih širin, pa imenujemo tropične vetrove, ker prihajajo iz bližine tropične geografske širine 23 1/2°. Ker ne prihajajo prav s te širine, jih nekateri imenujejo subtropične vetrove.

Nekako na 60° geografske širine se srečajo tropični in polarni vetrovi. Pri srečanju teh dveh različnih zračnih mas nastajajo vremenske spremembe, ki jih tudi v naših krajih doživljamo dan na dan in ki jih bomo obravnavali posebej v poglavju o deževnem in lepem vremenu.

Podobne vetrovne razmere vladajo tudi na južni hemisferi. Nad obema poloma imamo ogromen vrtinec zraka, ki se vrti od zahoda proti vzhodu. Tu se zrak spušča navzdol k tlem.

Na vsaki hemisferi imamo tedaj dve mesti, kjer se zrak vzpenja. Prvo je na ekvatorju, kjer se zrak vzpenja zaradi segrevanja tal. Drugo mesto je nekako na 60° geografske širine. Tu morine toplejša in lažja tropična zračna masa na hladnejšo in težjo polarno. O tem bomo kasneje podrobneje razpravljali. Na obeh teh mestih imamo nizek pritisk in zono padavin.

Prav tako imamo na vsaki hemisferi po dve mesti, kjer se zrak z višine spušča k tlem. Prvo je na 30° do 35° geografske širine in je vir pasatnim in tropičnim vetrovom, drugo pa je na vsakem polu, ki je vir polarnim vetrovom. Obe ti mesti sta zoni visokega pritiska in s tem pretežno lepega vremena.

Vsa ta štiri legla bodisi visokega ali nizkega pritiska dirigirajo vreme vsega našega zemeljskega površja. Zato so jih tudi imenovali akcijske centre.

Ta razdelba zračnega pritiska in vetrov je lepo vidna predvsem nad širokimi površinami Atlantskega in Pacifičnega oceana, ker se tu zrak na širokih razdaljah enakomerno segreva in ohlaja. V bližini celin pa je ta slika zaradi neenakomernega segrevanja motena. Zlasti je to vidno v bližini Azijskega kontinenta in Indijskega oceana. Zato pihajo vetrovi z morja proti celini. Pozimi pa se notranjost Azije bolj ohladi, zato pihajo vetrovi s celine proti morju. Ti redni sezonski vetrovi so znani pod imenom monsuni. Beseda je arabskega izvora in pomeni prav za prav letni čas, torej vetrove, ki so vezani na neki določeni letni čas.

Troposfera in stratosfera. V novejšem času postaja vse bolj važno raziskovanje meteoroloških elementov v visokih plasteh atmosfere. Danes imamo iz višin že toliko podatkov, da si lahko ustvarimo profil atmosfere od ekvatorja do polov, ki sega od morske površine do višin nad 20 km. V sliki 25 vidimo prerez

atmosfere od ekvatorja do severnega pola, levo v mesecu juliju, desno v januarju. Krivulje nam predstavljajo izoterme in sicer srednje temperature za julij odnosno za januar.

Če se vzpenjamo na ekvatorju z morske površine navzgor, vidimo, da pada temperatura zračnih plasti z gradientom okrog 0,5° na 100 m vse do višine 16 km. Temperatura se je znižala od 30° pri morju do - 60° v višini 16 km. Od te višine dalje je temperatura stalna ali pa začne celo zopet rasti. Nad polom temperatura tudi pada z enakim gradientom toda samo do višine nekako 10 km, na kar ostane stalna ali pa prične celo rasti. V juliju se zniža temperatura nad polom od 3° pri morju do - 40° v višini 10 km, v januarju pa od - 30° do - 65°.

Ti opazovani podatki nas postavljajo pred dvoje gotovih dejstev. Prvič vidimo, da temperatura zračnih plasti pada samo do določene višine, na kar ostane stalna ali pa prične celo rasti. Drugič, da sega nad ekvatorjem padajoče temperature do višine 16 km, nad polom pa samo do višine 10 km.

Če primerjamo temperaturo z višine 16 km nad polom z ono nad ekvatorjem, vidimo, da znaša nad polom - 35°, nad ekvatorjem pa mnogo manj in sicer -80°. V zelo visokih plasteh je torej nad polom temperatura zraka višja kot nad ekvatorjem v isti višini.

V <u>sliki 33</u> vežе debelo izvlečena črta tiste višine nad posameznimi geografskimi širinami, kjer temperatura preneha padati in prične postajati stalna. Ta črta, ki je nad ekvatorjem izbočena, deli atmosfero v dva jasno med seboj se razlikujoča dela. Spodnji del, kjer temperatura z višino enakomerno pada, se imenuje <u>troposfera</u>. Zgoruji del pa, kjer padanje temperature preneha, se imenuje <u>stratosfera</u>. Tropos pomeni v grščini obrat. Troposfera bi torej pomenilo tisto območje atmosfere, kjer se zrak preobrača zaradi različnih temperatur. Stratus pomeni v latinščini plast. Stratosfera je torej tisti del atmosfere, kjer je zrak zložen v enakomerne plasti, kjer ni vertikalnih preobratov. Mejo, ki loči oba ta dela atmosfere, pa so imenovali tropopauzo. Pauso pomeni v grščini prekiniti. Tropopauza je torej meja, kjer je preobračanje zraka prekinjeno ali kjer sploh preneha.

Da je tropopauza nad ekvatorjem višja kot nad polom, sledi iz tega, ker je segrevanje zraka na ekvatorju najmočnejše in so tu vertikalni vzponski toki najbolj razviti. Nad polom takih vzponskih tokov sploh ni. Da pa je stratosfera nad ekvatorjem bolj hladna kot nad polom, razložimo s pomočjo vlažno-adiabatnega ohlajanja zraka v vzponskih tokih nad ekvatorjem in adiabatnega segrevanja padajočega zraka nad polom. Nad ekvatorjem pride med vzpenjanjem zraka do močne kondenzacije vodnih hlapov, ki padajo kot dež na tla. Sproščena latentna toplota povzroči, kakor smo že zgoraj obravnavali, da se zrak ohlaja ~~in~~ pri nadaljnjem vzpe-

4. februarja 1947.

Tu vidimo, da sega območje ciklona od severne Evrope do severne Afrike. Jasno je, da je bilo mogoče odkriti te velikanske vrtince šele z risanjem vremenskih kart.

Mejno črto, ki loči obe zračni masi, imenujemo polarno fronto. Fronta se imenuje zato,ker se tu nekako borita severni in južni veter. Ker se ta borba v splošnem vrši ne daleč polarnega kroga, to je geografske širine 66 1/2°, se fronta imenuje polarna. To imenovanje je uvedel norveški meteorolog V. Bjerknes, ki je proučeval ciklone v svoji domovini. Pripomniti pa moramo, da je srečanje obeh zračnih mas možno na vseh mogočih širinah od subtropičnih širin pa do polov.

Ker tropična masa narine na polarno, se razteza polarna masa kakor nekak klin pod tropično. Ploskev, ki meji obe masi, je torej naklonjena v splošnem proti severu. Ta mejna ploskev se imenuje tudi diskontinuitetna ploskev. Diskontinuo pomeni v latinščini ne nadaljevati se več. Pri prehodu iz ene mase v drugo se namreč hipoma spremene temperatura, vlažnost in smer ter hitrost vetra. Polarna fronta je torej presečnica diskontinuitetne ploskve z zemeljskim površjem.

Polarna fronta poteka v začetku v ravni črti. Ko pa se začenja razvijati ciklon, postane radi prodiranja polarnega zraka proti jugu in tropičnega zraka proti severu valovita, kakor kaže slika 27 c. Krožne črte v tej sliki pomenijo izobare. Vidimo, da deli polarna fronta ves ciklon na dva dela in sicer v polarni ali mrzli sektor in v tropični ali topli sektor. Enake razmere vidimo tudi na priloženi vremenski karti pri južnem jedru ciklona.

V nadaljnjem razvoju napreduje polarna masa hitreje na svoji poti okoli središča ciklona kot tropična masa in jo izpodriva pred seboj. Kmalu je tudi ves jugozahodni del ciklona preplavljen s polarnim zrakom. Ker ga privlači središče ciklona, piha okoli središča iz tega dela ciklona že kot zahodni in jugozahodni veter. Tako se topli sektor vedno bolj oži na račun prodiranja polarnega zraka, sedaj že z zahoda. V polnem razvoju ciklona je topli sektor nekako uklenjen od polarne zračne mase. Slika 28 v sredini prikazuje ta štadij ciklona.

Pri obravnavanju splošnega kroženja atmosfere smo ugotovili, da vlada v gornjem delu troposfere od subtropičnih širin pa do pola en sam ogromen vrtinec zahodnih vetrov okrog in okrog zemlje. Spričo tega splošnega kroženja atmosfere so vzhodni polarni vetrovi pri tleh zelo majhne razsežnosti. Že kmalu nad višino par tisoč metrov ali pa celo že prej preidejo vzhodni in severovzhodni vetrovi v zahodne. Pod vplivom teh višinskih zahodnih vetrov se pomika tudi ciklon od zahoda proti vzhodu. Spodnja tropična zračna masa ima namreč istosmerno zvezo z gornjimi zahodnimi

Ljubljana

vetrovi. Ker tropski zrak narine na polarnega in se v višini odmika dalje proti vzhodu, prodira za njim talni polarni zrak, ki je pod vplivom središča ciklona zaobrnil svojo smer tako, da piha kot severozahodni ali celo jugozahodni veter. Opazujmo sedaj spremembo vremena, če se nam z zahoda približuje tak ciklon.

Vremenski dogodki na topli fronti ciklona. Recimo, da se nam približuje ciklon, ki je že v polnem razvoju, kakor ga kaže slika 36 v sredini, in da gre njegovo središče severno mimo nas. Do prihoda ciklona smo se nahajali v neki že zastareli polarni masi, ki je svoje gibanje pod vplivom bližajočega se ciklona usmerila tako, da piha v naši točki jugovzhodni veter. Že davno pred prihodom središča ciklona je južna tropična zračna masa narinila nad zastarelo polarno maso, v kateri se mi v tem trenutku nahajamo. Slika 36 spodaj nam to nazorno prikazuje in sicer v vertikalnem profilu skozi južni del ciklona. Desno vidimo zastarelo polarno maso. Na njo je narinila tropična masa, ki je dosegla nad njo že višino 9 km. Ni pa potrebno, da bi spodnja polarna masa segala do te višine. Nove tropične mase narinjajo na predidoče tropične mase, ki so zaustavljene po predležeči polarni masi. Obe različni zračni masi sta ločeni po diskontinuitetni ploskvi, ki je v profilu nagnjena proti vzhodu. Njeno presečišče z zemeljskim površjem je oddaljeno še okrog 800 km od nas. Predpostavljamo namreč, da se trenutno nahajamo na skrajnem desnem robu slike.

Tropični zrak nekako drsi ob diskontinuitetni ploskvi navzgor. Zato se imenuje ta del diskontinuitetne ploskve vzponska drsna ploskev. Ob neki površini se vzpenjajoči veter imenuje tudi anabatični veter. Anabaino pomeni v grščini iti gor. Zato imenujemo ta del fronte tudi anafronto.

Tropični zrak se med vzpenjanjem ohlaja in od neke višine dalje se ves čas vzdolž vse diskontinuitetne ploskve vodnih hlapi zgoščujejo. Čim više dospe zrak, tem nižje so temperature in v višini 9 km pade temperatura globoko pod 0°C. Do te višine dospe tropični zrak že skoraj suh, ker se je skoraj že vsa vlaga iz njega izločila. Le tu in tam v ozkih pramenih se izločajo hlapi v ledene kristale. Zato imamo v teh višinah silno nežne prozorne in bele oblačne pramene, ki so jih imenovali cire, slika 29. Cirrus pomeni v latinščini pero in sicer gosje pero. Ti oblački imajo namreč podobno obliko. Ko vidimo te oblake na nebu, lahko sklepamo, da je visoko nad nami že tropični zrak.

Čim bolj se ciklon pomika proti vzhodu, tem bolj se nebo oblači. Iz posameznih cirov nastane enotna koprena preko vsega neba. Nebo je še vedno modro, toda pozna se, da je pred njim neka sivkasta tančica. Luna za tako oblačno kopreno dobi znani krog, ki je vedno znak slabega vremena. Podoben krog dobi tudi sonce, le da ga zaradi močnega bleščanja ne opazimo vedno. Tej oblačni kopreni pravimo ciro-stratus. Prikazuje ga slika 30.

Ko drsi tropični zrak preko spodnjega polarnega, se obe zračni masi tereta med seboj. Nastane turbulenca, ki vzvalovi diskontinuitetno ploskev. Če so razmere take, da se vodni hlapi zgoste v valovnem hribu, v valovnem dolu pa ne, dobimo oblake, ki so razporejeni kakor brazde na njivi. Dolžina teh turbulenčnih valov se giblje med 250 do 500 m, v redkih slučajih celo več. Ker se pa smer vetra v spodnjem zraku ne ujema navadno s smerjo tropičnega zraka, dobimo križanje dveh valovanj. Pod vplivom gornjega tropičnega zraka bi nastali valovi, ki bi se pomikali v smer gibanja tropičnega zraka. Pod vplivom spodnjega zraka pa bi nastalo valovanje v smeri gibanja spodnjega zraka. To dvojno valovanje se, kakor pravimo, interferira, da dobimo eno valovanje, ki pa je na nekih mestih pojačeno, na drugih pa popolnoma prekinjeno. Oblaki, ki so bili prej razporejeni v brazdah, so sedaj prekinjeni, tako da tvorijo v smeri prejšnjih brazd le posamezne kupe. Razporejeni so približno tako kakor črna in bela polja na šahovski deski. Belo polje naj bi bil oblak, črno pa modro nebo. Ako imamo ta pojav v območju ciro-strata, nastane iz njega kupčast sistem oblačkov, ki jim pravimo v navadni govorici "ovčice", ker izgledajo kakor čreda ovčic. Meteorološko pa so jih nazvali ciro-kumule, to je kupčaste oblake, kakor jih prikazuje slika 31.

Z nadaljnjim bližanjem ciklona se nebo še bolj pooblači, zlasti na zahodni in jugozahodni strani. Oblaki pokrivajo že kot sklenjena plast vse nebo, tako da se ne vidi več nebesne modrine. Vender pa ti oblaki še niso popolnoma temni. Skozi nje se opazi celo luna in zlasti sonce kot svetla pega. Imenujemo jih alto-strate, ki jih prikazuje slika 32. Altus pomeni v latinščini visok. Njihova višina se giblje med 2000-6000 metrov. V teh višinah je turbulenčno valovanje zelo pogost pojav in iz altostratov dobimo alto-kumule, kakor smo iz cirostratov dobili cirokumule. Altokumule prikazuje slika 33. V njih so kapljice ali snežinke že tako velike, da pričnejo padati proti zemlji. Zaradi prevelike višine pa ne dosežejo tal, ker prej v spodnjih suhih plasteh zraka izhlape.

Končno se nebo prevleče z nizkimi in temnimi oblaki, iz katerih najprej še ne dežuje, ker kapljice med padanjem izhlapevajo. Tem oblakom pravimo nimbo-strati. Kmalu pa začne iz njih najprej nalahko pršeti, nato rahlo deževati in končno precej močno liti. Omenili smo že, da se deževni oblak imenuje nimbus, ki ga prikazuje slika 34.

S počasnim bližanjem ciklona se vrste torej oblaki v sledečem redu. Najprej se pojavijo ciri ali cirostrati odnosno cirokumuli. Nato sledo altostrati odnosno altokumuli, potem nimbostrati in končno nimbi z dežjem ali snegom.

Ko smo prišli iz območja zastarele polarne mase, doživimo nenaden dvig temperature. Lepo zaznamuje ta dvig temperature termograf, zlasti pozimi in sicer ponoči. S tem smo prišli v območje tople tropične zračne mase. Zaradi zvišanja temperature pri

prehodu iz zastarelega polarnega zraka v topli tropični zrak, imenujemo ta del polarne fronte tudi toplo fronto. V srednjem delu slike 23 vidimo, da sega topla fronta od jugovzhodnega dela ciklona do njegovega središča, kjer se fronta upogne zopet proti jugozahodu.

V toplem sektorju ciklona vladajo ne samo v višini temveč tudi pri tleh izključno samo južni tropični vetrovi. Ker se ti nimajo na čem vzpenjati, sledi lahko v toplem sektorju delna razjasnitev neba z zelo močnimi zahodnimi in jugozahodnimi toplimi vetrovi. Zračni pritisk je ves čas nizek.

Vremenski dogodki na mrzli fronti ciklona. Ko gre mimo ali preko nas ves topli sektor, doživimo nenaden vremenski preobrat. Če se je nebo v toplem sektorju samo delno razjasnilo, se proti koncu mimohoda toplega sektorja zopet pooblači s temnimi nimbi. Dež pada v obliki močnega naliva, ki ga pogosto spremlja nevihta, to je bliski in grmenje. O tem bomo kasneje podrobneje govorili. Istočasno zapiha močan severozahodni veter, ki močno zniža temperaturo. Ta padec temperature je dal povod, da se ta del polarne fronte imenuje mrzla fronta.

Že zgoraj smo omenili, da se pod vplivom privlačenja s strani središča ciklona polarni zrak zaobrne tako, da prodira od zadnje strani kot severozahodni, zahodni in jugozahodni veter v topli sektor in izpodriva pred seboj topli zrak. Tudi tu imamo med obema masama diskontinuitetno ploskev, ki pa je sedaj nagnjena proti zahodu. V spodnjem profilu slike 36 vidimo, kako je topli tropični zrak uklenjen med dvema polarnima zračnima masama. Desno pred toplo fronto leži zastarela polarna masa, ki je prodrla s severa pod vplivom nekega prejšnjega ciklona, levo za mrzlo fronto pa prodira nova sveža polarna masa. Ta sveži polarni zrak bo pri prihodnjem ciklonu igral podobno vlogo, kakor jo igra pri tem ciklonu ~~levi~~ desni že zastareli polarni zrak.

Nad obema masama pa piha v višini tropični južni zrak. Ko je tropični zrak na topli fronti, anafronti dosegel tême zastarele polarne zračne mase, se spusti na nasprotni strani te mase navzdol. Nasprotna stran zastarele mase ima podobno obliko kakor prodirajoča sveža polarna masa. V profilu na levi strani vidimo, kako se tropični zrak spušča ob drsni ploskvi navzdol. Zato se ta del diskontinuitetne ploskve tudi imenuje spustna drsna ploskev. Vetru, ki se spušča navzdol ali ki celo pada navzdol, pravimo katabatični veter. Katabatino pomeni v grščini dol iti. Zato se tudi ta fronta imenuje katafronta.

Pri prodiranju sveže polarne zračne mase pod tropični zrak, se polarna masa tare ob tleh. Zato zgornje plasti do 1000 m višine nekoliko prehitevajo spodnje plasti. Zgornje plasti pa štrle naprej kakor nek rog in ta nasilno dviga tropično maso navzgor. Vidimo torej, da se tudi na mrzli fronti tropični topli

zrak dviga navzgor, vendar ne aktivno kakor na topli fronti, temveč pasivno, ker ga sveža polarna masa nasilno izpodriva. Tudi pri tem prisiljenem vzponu pride do adiabatnega ohlajanja, do kondenzacije in nato sledečega vlažno-adiabatnega ohlajanja. Zaradi kondenzacije sproščena toplota da zraku novo energijo vzpenjanja, ki žene zrak do zelo visokih višin. Tako nastajajo na mrzli fronti visoki ogromni oblaki, ki jih poznamo že pod imenom kumulo-nimbi. V njih nastajajo močni nalivi, ki jih spremljajo nevihte. Ko smo prvič omenili kumulo-nimbe, smo rekli, da nastanejo radi močnega segrevanja tal. Imenovali smo jih termične kumulo-nimbe, slika 35. Kumulo-nimbi pa, ki nastajajo zaradi prisilnega vzpona, so dinamični ali frontalni. V posledicah sta si obe vrsti kumulo-nimbov podobni. Razlika med obema pa je ta, da termični nastajajo samo poleti popoldne in da so vezani na majhno območje. Frontalni pa nastajajo ob vsakem dnevnem času in se raztezajo vzdolž vse mrzle fronte, ki je dolga tudi do 1000 km. Če torej slišimo grmenje dopoldne ali pozno ponoči, tedaj je to znak, da gre mimo nas nevihta, ki je vezana na mrzlo fronto.

Prisiljeni nagli vzpon zraka na mrzli fronti ima za posledico, da se za vzponom zrak spušča navzdol. To naglo vzpenjanje in spuščanje toplega zraka tik nad mrzlo fronto ustvari vrtinec s horizontalno osjo. Prav ta vrtinec je zelo nevaren za nastanek debelih zrn toče. Če zaide zrno toče v ta vrtinec, ga lahko vrže večkrat navzgor, pri čemer močno odebeli, bodisi da ponovno primrzujejo nanj podhlajene kapljice, ali pa da pos mezna točina zrna primrznejo druga k drugim in stvorijo s tem brezobličen rogljičast kos ledu.

Ker se sveža polarna masa za mrzlo fronto hitreje pomika proti vzhodu kot zastarela polarna masa pred toplo fronto, nastopi trenotek, da mrzla fronta ujame toplo. S tem se topli sektor prične zapirati. Najprej se obe fronti združita v središču, ker sta si tu najbližje, nato spajanje obeh front napreduje vzdolž vse tople fronte, dokler ni ves topli sektor ciklona pri tleh zaprt. Temu stanju ciklona pravimo okluzija. Occludere pomeni v latinščini zapreti. Ko je ciklon okludiran, je ves tropični zrak dvignjen v višine, kjer se še nadalje vrši kondenzacija.

Zgornji profil v sliki 28 prikazuje prerez skozi ciklon in sicer tako, da leži središče ciklona na južni strani. Spodaj imamo samo mrzli polarni zrak, ki daje vzhodne vetrove. Zgoraj piha v nasprotni smeri tropični zrak, ki se spušča in vzpenja ob drsnih ploskvah in daje s tem oblake in padavine.

Na vremenski karti 4.februarja 1947 je topli sektor prvega ciklona s središčem nad Rokavskim prelivom že okludiran. Okluzija sega vse do drugega ciklona, ki ima središče nad Lyonskim zalivom in ki je pravkar v nastajanju.

Ko doseže pri okluziji mrzla fronta toplo fronto, se

sreč ta dve mrzli zračni masi. Važno je sedaj vedeti, katera izmed obeh mrzlih mas je mrzlejša. Pozimi je navadno zastarela masa na zahodni strani mrzlejša kot nova sveža na zahodni strani. Pozimi je namreč Evropski kontinent močno ohlajen in zato tudi zrak nad njim. Površina Atlantskega oceana pa je pozimi toplejša kot kontinent in prav tako zrak. Če se spoji pozimi zahodna polarna masa, ki je v Evropo prišpela preko Atlantskega oceana in je toplejša odnosno manj mrzla kot vzhodna polarna masa, ki se je nad mrzlim kontinentom še bolj ohladila, narine na njo, kakor kaže slika 36a. Ko se mrzla zahodna masa vzpenja nad mrzlejšo vzhodno maso, nastanejo pri taki okluziji podobni dogodki, kakor na topli fronti, ko narine tropična masa nad zastarelo polarno. Razlika je le v tem, da nastanejo manjše padavine, ker vzpenjajoči se mrzli zrak ni tako vlažen kakor tropični.

Poleti je temperaturna razlika med obema mrzlima masama prav nasprotna. Kontinent je segret in zato se nad njim segreje tudi novodošli polarni zrak. Atlantski ocean in zrak nad njim pa je hladnejši od kontinenta. Ko se pri okluziji spojita obe mrzli masi, je sedaj zahodna masa mrzlejša in izpodriva vzhodno manj mrzlo zračno maso, kakor kaže slika 36 b. Ponovijo se še enkrat dogodki mrzle froute, ko je mrzla polarna masa izpodrivala tropično. Ker ima vzhodna izpodrinjena masa manj vlage v sebi kot tropični zrak, nastanejo v njej manjše padavine.

Cikloni, ki dospejo z Atlantskega oceana nad Evropski kontinent, so navadno že v okludiranem stanju. Ko je topli sektor z okluzijo pri tleh popolnoma zaprt, se nahaja tropični zrak v ciklonu samo še v višini. Dviganje spodnje mrzle zračne mase sega vedno više, dokler ni tropični zrak popolnoma izpodrinjen. Obe mrzli masi sta se spojili v enotno telo, in bo ta, sedaj že zastarela polarna masa igrala enako vlogo kot mrzla masa na vzhodni strani novega ciklona. Dvignjena tropična masa pa je prišla v višinske zahodne vetrove, ki se nad polom spuščajo k tlem in se vračajo nazaj proti nižjim geografskim širinam kot severna mrzla polarna zračna masa v obliki severovzhodnih in vzhodnih vetrov. Tako konča ciklon in z njim doba deževnega vremena. Prehod ciklona preko nas traja par dni. Njegovo gibanje pa se da lahko zasledovati od zahodnega Atlantskega oceana preko Evrope dalje proti vzhodu in globoko notri do Azije.

Sekundarni cikloni. Na vremenski karti 4.februarja 1947 vidimo poleg glavnega ciklona, še eno jedro, ki je začetek novega ciklona. Ako je glavni ciklon, ki je nastal, kakor smo zgoraj obravnavali, primarni, potem je nov ciklon, ki nastaja na njegovem robu, sekundarni. Sekundarni ciklon je nad severnim Sredozemskim morjem zelo pogost pojav, zato si ga moramo natančneje ogledati. Na naši vremenski karti vidimo, da tvorijo izobare na juini strani Alpskega gorskega loka nekak klin, ki je usmerjen od vzhoda proti zahodu. Zlasti je ta klin viden na izobari 995 mb. Ta klin pomeni, da se je pritisk tu nekoliko zvišal.

Če bi namreč hotela, da bi tu izobare potekale normalno, to je, da bi imele krožno obliko, bi se morale v tem klinu umakniti nazaj proti vzhodu.

Na vsem na karti vidnem Sredozemskem morju pihajo močni jugozahodni, južni in jugovzhodni tropični vetrovi. Ko prispejo ti vetrovi do južnega vznožja Alp, se tu zaustavijo in so prisiljeni, da se pričnejo vzpenjati. Ker pritiskajo od zadaj nove tropične zračne mase in preide nekaj časa, preden se te mase prevale preko Alp na njihovo severno stran, zrak tu zastoji. To se pozna v povečavi zračnega pritiska, ki ga nazorno na karti prikazuje izobarski klin. Shematično vidimo to v sliki 37. Črtkane izobare bi imele tak potek, če bi ne bilo Alpskega loka, ki je prikazan z osenčenjem. V višini nad Alpskimi grebeni pa južni tropični zrak svobodno odteka proti severu. Ker zrak odteka le v višini, pred Alpami pa zastaja, mora zračni pritisk nekje nad severnim Sredozemskim morjem pričeti padati. Na naši karti je to slučaj nad Lvonskim zalivom. Ta padec pritiska pri tleh je jedro nastajanja novega ciklona. Čim je središče novega ciklona stvorjeno, že prične to privlačiti vetrove k sebi po ciklonskih zakonih, namreč, da se vetrovi vrte okoli tega jedra v nasprotnem smislu urnega kazalca. Zato se vetrovi izpred Alpskega loka, ki so do sem prispeli kot južni in jugovzhodni vetrovi, zaobrnejo tako, da pihajo proti jedru novega ciklona kot severovzhodni vetrovi. Na karti je ta preobrat vetrov prav dobro viden.

Novi ciklon še se še bolj poglobi, če se glavni ciklon še bolj ponikne proti vzhodu. Hrzla fronta se sedaj nahaja že vzhodno severnega vznožja Alp. Proti severnemu vznožju Alp pihajo sedaj severni in severozahodni vetrovi. Tudi ti se pred severnim vznožjem Alp zaustavijo, podobno južnim vetrovom pred južnim vznožjem, kar povzroči podoben izobarski klin, le da sega sedaj ta klin na severni strani Alp od zahoda proti vzhodu. Lepo vidimo ta klin na shematični sliki 38. Ker sveža polarna zračna masa ne more prodirati zaradi zastoja pred Alpami v topli sektor novega ciklona in ker iz tega v višini še nadalje odteka tropični zrak, se novi ciklon še bolj poglobi in popolnoma osamosvoji od glavnega ciklona. Ker ima že svoj lastni sistem vetrov se ponika dalje vzdolž severnih obal Sredozemskega morja proti jugovzhodu, glavni ciklon pa prodira dalje preko Severnega in Vzhodnega morja proti severovzhodu.

—

Sekundarni ciklon se javlja pogosto na tudi nad severnim Jadranskim morjem. Takrat imamo v Sloveniji svojevrstno vreme, ki je vredno, da si ga podrobneje ogledamo. Videli smo, da se južni tropični zrak pred Alpami zaustavi in da je prisiljen vzpenjati se ob pobočju navzgor. Pri tem se adiabatno ohlaja, v neki višini pride do kondenzacije in nato do tvorbe padavin, slika 39. Ko dospe tropični zrak do vrha grebena Alp, se spusti po severnih pobočjih navzdol. Pri tem doživi zrak temeljito temperaturno

spremembo.

Recimo, da pride zrak do vznožja s temperaturo 25°C in s 45% relativne vlage. Pri teh podatkih znaša absolutna vlaga 10,5 gr v m³. Ob južnem pobočju naj leži neki kraj 50 m nad morjem. Z absolutno vlago 10,5 gr je zrak nasičen pri 12°. Pri vzpenjanju se zrak adiabatno ohlaja, to je za 1°C na 100 m. Da pride do kondenzacije se mora zrak dvigniti za 1,2 (25°-12°).100= = 1560 m. V višini 1610 m nad morjem prične oblaki. Greben, preko katerega se mora zrak povzpeti, naj bo visok 2500 m nad morjem. Od kondenzacijske višine 1610 m se mora zrak povzpeti še za 990 m. Pri tem pa se ne ohlaja več adiabatno temveč vlažno-adiabatno, povprečno za 0,5°C na 100 m. Do vrha grebena se torej zrak ohladi še za nadaljnjih 5°, tako da dospe na vrh s temperaturo 12°-5°= 7°. Predpostavimo, da je kondenzirana vlaga od kondenzacijskega nivoja do vrha grebena izpadala kot dež. Na drugi strani grebena naj se zrak zopet spusti navzdol do višine 50 m nad morjem. Njegov padec z vrha grebena navzdol znaša torej 2450 m. Ker se med padanjem segreva za 1° na 100 m, se v celoti segreje za 24,5°, tako da dospe navzdol s temperaturo 7 + 24,5 = 31,5°, torej je 6,5° toplejši kot pred vzponom.

Zrak še drugo spremembo je doživel tu zrak, namreč v vlagi. Zgoraj na grebenu je zrak pri 7° vseboval največ 7,5 g vode. Iz vsakega m³ se je torej do vrha grebena izločilo 10,5-7,5 = 3 g. Pri 31,5° in 7,5 g pa znaša relativna vlaga samo 22 %. Relativna vlaga je torej padla od 45% na 22 %.

Zrak je pri prehodu grebena dvoje doživel. Na severno stran je v isto višino dospel bolj <u>topel</u> in bolj <u>suh</u>. Takemu suhemu in toplemu vetru v dolinah na severni strani Alp pravimo <u>fen</u>, kar pride od nemške besede Foehn in ta od latinske ventus favonius, ki pomeni ugoden, prijeten veter. Padajoči veter fen je znan tudi v naših severnih Alpskih dolinah, zlasti v Bohinju in v savski dolini. Pa tudi vzdolž vseh Dinarskih grebenov v Dalmaciji ga dobro poznajo.

Prihod južnih vetrov v obliki fena prav lepo registrirajo termografi in higrografi zlasti pozimi. V <u>sliki 40</u> vidimo, kako je na Jesenicah 30.januarja 1933 ob 6.uri zvečer relativna vlaga pričela nenadno padati, tako da je ponoči imel zrak komaj 40 % relativne vlage namesto blizu 100 %, kot je to navada proti jutru. Na Gorenjskem poznamo poleg južnega fena tudi severni fen. Do dospejo namreč severozahodni vetrovi, ki imajo svoj izvor daleč zgoraj na Atlantskem oceanu, preko vseh Alp do naših Karavank in se z njihovih vrhov, zlasti s Stola, spuste navzdol v savsko dolino, se zrak prav tako adiabatno segreje. Vendar pa severni fen ne pride tako do izraza kakor južni fen.

Fen je tudi tisti veter, ki spomladi tali sneg. Zaradi temperature nad 0° se sneg tali in istočasno tudi močno izhlapeva,

ker je fenski zrak suh. Zato so dali fenu tudi ime snegočer. Na vrhovih se fen javlja z oblaki, ki se stalno presnavljajo na enem in istem mestu. Zgoraj smo ugotovili, da pride južni zrak nasičen do vrha. Ker se na drugi strani spusti navzdol, odnese tudi oblačne kapljice s seboj. Ker se pa pri spustu navzdol segreva, oblačne kapljice zopet izhlape. Istočasno pa je do vrha že dospel nov zrak s svojimi oblačnimi kapljicami, ki bodo tudi te pri spuščanju ponovno izhlapele. Fenski oblak je torej v vsakem trenutku nekaj novega.

Kadar se pojavi fenski oblak na vrhu kakega hriba, pravimo, da je ta hrib dobil "kapo" slika 41. Taka oblačna kapa je vedno znak slabega vremena, saj nastaja takrat, ko je tropični zrak s svojimi slabimi vremenskimi posledicami že prodrl v deželo. Znane so take oblačne kape n.pr. na Triglavu, vrh Stola na Gorenjskem, vrh Krima pri Ljubljani, na Nanosu nad Razdrtim pri Postojni, vrh Kanina nad Beneško Rezijo itd. Kadar se pojavi fen v Bohinju, prične prodirati najprej preko sedel s primorske strani v Bohinj. Fenski oblaki vise z grebenov navzdol kot nekaki slapovi. Če so ti oblaki razviti vzdolž vsega grebena od Črne prsti do Komne, potem tvorijo pravi "fenski zid".

Tropični južni vetrovi so v vsej južni Evropi znani kot "široko". Beseda je arabskega izvora. Hrvati v Dalmaciji in Istri jim pravijo enostavno jugovina.

Nevihte. Nevihte smo omenili že dvakrat, prvič pri termični konvekciji, ki je najbolj razvita poleti popoldne in ki nam da največje oblake kumulo-nimbe in drugič pri prodoru sveže polarne zračne mase pod tropično zračno maso, pri čemer se ta nasilno vzdiguje, kar tudi dovede do tvorbe ogromnih kumulo-nimbov. Tako ločimo termične in frontalne nevihte. V posledicah se obe vrsti ne razlikujeta, pač pa po svojem postanku. O postanku frontalne nevihte smo že govorili. Termična nevihta pa je vezana na močno segrevanje tal. To je prvi predpogoj. Drugi, morda še bolj važni pogoj je, da je segreti zrak zelo vlažen.

Kadar je vremenska situacija taka, da poteka polarna fronta severno nas, potem preplavijo naše kraje tropični vetrovi. Takrat se nahajamo na skrajnem južnem robu ciklona. Vzpenjanje ob kaki drsni ploskvi takrat pri nas ne pride v poštev, zato je nebo jasno. Tla se močno segrevajo in prav tako zrak nad njimi. Toda že v teku dopoldneva se prično stvarjati najprej majhni kumuli, ki pa kasneje narastejo v ogromne kumulo-nimbe in ki lahko sežejo v višine 8000 m. V višini se zrak preliva zlasti proti vzhodni strani, in sicer zato, ker vladajo v teh višinah splošno zahodni vetrovi. Ko je vlažni oblačni zrak dospel do take višine, da sta temperatura dospelega zraka in zraka tamkajšnje okolice enaki, potem je konec vzpenjanja. Oblak se zgoraj razširi v obliki pahljače in sicer v smeri zgornjega vetra, kakor kaže slika 42.

Imamo podoben potek, kakor pri frontalni nevihti, le da se vse razteza preko manjšega ozemlja, včasih samo par kilometrov. Dobimo kratkotrajni naliv, ki ga spremlja nevihta. Po nalivu se nebo zopet zjasni.

Ako se ni splošna vremenska situacija do drugega dne spremenila, poten imamo lahko drugi dan novo nevihto. Lahko nastajajo nevihte tudi po več dni zaporedoma, dokler se vremenska situacija ne spremeni. Pogoji za nastanek popoldanskih neviht so dani tudi v polarnem zraku, če je ta prispel nad Evropo iznad Atlantskega oceana in prinesel s seboj vlago. Nad Evropo se ta, v začetku težki, polarni zrak vedno bolj segreva od segretih tal in tako rahlja.

Nevihto navadno spremljajo bliski odnosno strele, ki povzročajo močno grmenje. Blisk in strela sta električne narave, podobna iskram, ki preskakujejo med dvema različno naelektrenima telesoma. Razlika je le ta, da je v atmosferi električno polje silno razvito. Padec električne napetosti znaša nad 30.000 voltov na 1 cm. O postanku nevihtne elektrike imamo več razlag, vendar prevladuje danes predvsem Lenard-Simpsonova teorija. Po njej se deževne kapljice radi močnih vzponskih tokov razbijejo v več manjših in večjih kapljic. Pri tem postanejo manjše kapljice negativne, večje pa pozitivne. Vzponski tok žene manjše negativne kapljice navzgor, pozitivne večje pa ostanejo v spodnjem delu oblaka. Tako se spodnji del oblaka pozitivno, zgornji del pa negativno naelektri. Kadar se pozitivno nabiti oblak dovolj približa zemlji, se v predmetih, ki so oblaku najbližji po influenci nakopiči negativno elektrika. Pri zadostni napetosti preskoči iskra v obliki bliska odnosno strele med oblakom in najvišjim predmetom na zemlji. Zato strela tako rada udari v visoka drevesa in v zvonike. Tisti kanal v zraku, po katerem se izvrši razelektronje med oblakom in zemljo, se silno segreje, tako da zažari. Če je predmet na zemlji, v katerega strela udari, vnetljiv, se vžge in posledica strele je potem požar. Že Benjamin Franklin je l.1750 skušal odpraviti to prirodno nesrečo s strelovodom. Na streho se postavi železni drog z bakreno konico, ki naj bi bila pozlačena ali pa platinasta, da bi ne zarjavela. Močna pletena kovinska žica vodi od te konice v vlažno zemljo. Po tej žici švigne potem strela v zemljo, ne da bi napravila škode.

Ker se zrak pri preskoku strele tako segreje, da zažari, se razširi in po odhodu strele zopet shisne. To vzvalovi zrak, kar pride do naših ušes kot grom. Ker se zvok po zraku širi s hitrostjo 340 m/sek, svetloba pa 300.000 km v sekundi, to je tako hitro, da praktično vidimo blisk že v tistem trenutku, ko nastane, pretče nekaj časa med bliskom in nato sledečim gromom. Če štejemo, koliko sekund preteče med bliskom in gromom, lahko izračunamo razdaljo med našim stojiščem in mestom, kjer je udarila strela. Praktično odgovarja časovna doba 3 sekund razdalji 1 km.

Časovno dobo med bliskom in gromom določimo, če od trenutka, ko se pokaže blisk, štejemo z normalno hitrostjo izgovorjave 21,22, 23 itd. vse do prvega groma. Med zadnjo svetovno vojno sem se 6.januarja 1945 nahajal popoldne ravno na Šišenskem vrhu pri Ljubljani, ko so angleška letala bombardirala municijski vlak blizu Žaloga. V trenutku ko je eksplodiral cel vagon municije,se je pokazal ogromen požar. Od tega trenutka dalje sem štel sekunde in šele pri 38 je dospel do nas zračni tresljaj v obliki poka. Do mene je torej rabil zvok 18 sekund, kar bi odgovarjalo razdalji 6 km. Približno toliko je bilo oddaljeno tudi tisto mesto, kjer so se vršile eksplozije.

Streli v obliki žarečega bliska pravimo "ognjena" strela. Poznamo pa tudi takozvano "vodeno" strelo, ki sicer ne vžge, vendar prav tako lahko ubije človeka. Recimo, da je nad zemljo naelektren oblak. Ta influira v zemlji nasprotno elektriko in vse je pripravljeno za strelo. Ta pa še ne udari, ker ni še dovolj napetosti med zemljo in oblakom. Če pride nad ta oblak, ki je spodaj pozitiven, zgoraj negativen, drug oblak, ki je prav tako električen, potem preskoči strela med tema dvema oblakoma in se razelektrita. V predmetu na zemlji po influenci nabrana negativna elektrenina pa nenadno zopet švigne v zemljo. Ta nenaden odhod negativne elektrike prav tako lahko razkolje drevo in ubije ljudi, samo da ne vžge, ker med zemljo in zrakom ni preskočila iskra. Vodena strela se je sprožila prav takrat kakor ognjena strela med oblakoma.

Voda je zelo dober prevodnik elektrike. Zato strela rada udari v drevesa, katerih debla se med dežjem hitro zmočijo. Bukev ima navzgor štrleče veje, zato voda curlja po njih in pri dežju pride hitro do debla in po njem v zemljo. S tem je pot strели napravljena. Pri smreki pa rastejo veje poševno navzdol. Zato si deževne kapljice ne morejo napraviti potočka do debla in po njem do zemlje. S smrekovih vej kapljajo kapljice naravnost na zemljo in deblo ostane suho. Zato strela raje udari v bukev kot v smreko.

Simpsonova teorija na sicer razumljiv način razloži postanek nevihtne elektrike, vendar pa so se že tudi proti njej pojavili ugovori. Da se namreč deževna kapljica s premerom 2,5 mm razprši, je potreben veter vzgornik vsaj s hitrostjo 20 m na sek. To pa je že zelo močan veter. Imamo nevihte, ki imajo šibkejše vzgornike, ki ne morejo razpršiti kapljic in vendar švigajo strele iz njih.

Omenimo naj še počasno razelektrenje na vrhovih planin, ki ga večkrat doživljajo planinci. Če se nahaja pozitivno naelektreni oblak tik nad vrhom, tedaj se v vseh predmetih na vrhu in v vrhu samem po influenci zbudi negativna elektrika. Prav tako postanejo negativno električni tudi ljudje, če se slučajno

nahajajo takrat na vrhuš. Če imamo slučajno cepin v rokah in pomolimo njegovo spodnjo konico kvišku, tedaj slišimo lahko pokanje na vrhu konice. To pride od električnih isker, ki preskakujejo med oblakom in konico. Ni varno torej moleti v takih slučajih cepin kvišku, ker bi lahko udarila strela v njega. Najbolje je, da ga sploh odložimo in ga pridemo ob drugi priliki iskat.

Razelektrenje na vrhovih opazujejo tudi v obliki plamenčkov, ki šume zlasti iz železnih klinov in vrvi proti oblaku navzgor. Znano je to svetlikanje kot "Elijev ogenj".

Postanek lepega vremena. Ko smo obravnavali okluzijo, smo rekli, da vderejo v tropični topli sektor ciklona polarni vetrovi in dvignejo ves tropični zrak v višine, odkoder odteče proti polu. Tako konča ciklon in z njim doba deževnega vremena. S severnimi vetrovi je priplaval na mesto prejšnjega ciklona polarni zrak in z njim lepo vreme. Večkrat se dogodi, da se od stalnega visokega pritiska nad polom loči en del polarne mase in potuje potem kot samostojno telo visokega pritiska proti jugu.

Na vremenski karti 16.decembra 1946, slika 43 vidimo tak primer polarnega visokega pritiska. Svoje središče ima nad Skandinavijo in je tu pritisk dosegel 1060 mb ali 795 mm, torej 35 mm nad normalo. Vetrovi pihajo od središča na ven in krožijo okrog središča v smislu vrtenja urnega kazalca. Ker je pri tej vremenski situaciji krožnje vetrov nasprotno onemu v ciklonu, se imenuje taka razdelba pritiska anti-ciklon.

Vidimo, da je v središču anticiklona nebo popolnoma jasno, kar označujejo prazni krogi pri postajah. Temperatura zraka je zelo nizka, padla je do -31°. Zrak se namreč spušča z višin navzdol in se adiabatno segreva, zato izhlape vsa morebitna oblačne kapljice. Ker pa pozimi sončni žarki nimajo močnega segrevajočega dejstva, se zrak v dolgih nočeh pri tleh zelo ohladi, kar da izredno nizke temperature.

V južni Evropi imamo ciklon. V zadnjo stran tega ciklona prodirajo polarni vetrovi iz obravnavanega anticiklona kot sveže mrzla polarna zračna masa. Nad Slovenijo pihajo severovzhodni vetrovi, ki v svojem prodiranju proti južnem ciklonu polagoma postajajo severni in severozahodni vetrovi. Ta vremenska situacija je tipična za naše kraje, ko vladajo pri nas mrzli severovzhodni vetrovi. Ko se ti vetrovi spuste z Alpskih in Kraških planot navzdol proti morju, padajo navzdol kot izredno močni slapoviti vetrovi pod imenom burja. Beseda burja pride od grške besede boreos, ki pomeni severni. Zelo so znane burje v Ajdovščini, kjer se težek in mrzli polarni zrak spusti s Trnovske planote v Vipavsko dolino, in v Trstu, kjer se isti zrak še enkrat vrže s Kraške planote naravnost na Jadransko morje. Burja piha v sunkih, ki dosežejo lahko v skrajnem primeru hitrost do 150 km/uro.

Na tej vremenski karti vidimo, da se stvarja na vzhodni strani Groenlandije nov ciklon, torej zahodno našega anticiklona. V ta ciklon pihajo vetrovi iz obravnavanega anticiklona kot jugovzhodni vetrovi. Obravnavani polarni zrak igra v tem ciklonu vlogo vzhodne še zastarele polarne zračne mase na prednji strani ciklona.

Vidimo, da je anticiklon zaloga zračnih mas, ki odhajajo kot mrzli zrak v okolne ciklone. Sprva je bil anticiklon visoka zračna masa omejena bolj na manjši prostor pri tleh. Ker pa tu odhaja zrak na vse strani, se to mrzlo in težko zračno telo s časom splošči in razleze. S tem je anticiklona konec in z njim lepega vremena. Tudi anticikloni potujejo prav tako proti vzhodu kakor cikloni.

Anticikloni kot del polarnega visokega pritiska pripla-vajo nad Evropo zlasti pozimi, ko je polarni visoki pritisk zaradi slabega segrevanja zelo razvit. Takrat imamo sicer lepo in jasno toda zelo mrzlo vreme. V poletnem času pa se primakne Evropi zaradi pomikanja sonca na nebu tropični visoki pritisk s 30° - 35° geografske širine. Za naše kraje pride v poštev tropični visoki pritisk, ki leži nad severno Afriko. Poleti se Afriški kontinent silno segreje, zato je tropični visoki pritisk takrat bolj razvit nad Atlantskim oceanom in sicer v bližini Azorskih otokov. Zato je ta del tropičnega anticiklona dobil tudi ime <u>Azorski anticiklon</u>.

Ker se poleti polarna fronta umakne daleč na sever, raztegne Azorski anticiklon svoje območje bolj proti severu v južno Evropo. Dogodi se celo, da se loči en del kot samostojno zračno telo in priplava nad Evropo, podobno kakor smo prej obravnavali samostojni polarni anticiklon.

Primer takega samostojnega tropičnega anticiklona kaže vremenska karta 13. julija 1947, <u>slika 44</u>. Na njej vidimo 2 v anticiklonalna jedra, eno nad Atlantskim oceanom, nekoliko severneje Azorskih otokov, in drugo v Evropi nad Francijo. Zračni pritisk znaša v obeh jedrih 1025 mb ali malo manj kot 770 mm. V tropičnih anticiklonih ni pritisk navadno tako visok kakor v polarnem. Tudi v tem tropičnem anticiklonu se zrak spušča od zgoraj navzdol in gre pri tleh narazen. Zrak se adiabatno segreva in pride topel do tal. Ker so pa poleti tudi tla močno segreta, se zrak s te strani še bolj segreje. Tako dobimo pri popolnoma jasnem nebu zelo visoke temperature, od 35° do 40°. Če vztraja tako tropično anticiklonalno jedro dalj časa nad Evropo, potem dobimo dolgotrajno sušo, ki je včasih odločilnega pomena za prehrano ljudstva.

Na tej vremenski karti vidimo na severu dva ciklona, enega blizu Islandije, drugega nad Finsko. V oba ta ciklona pošilja južni anticiklon svoj zrak kot tropične južne vetrove, ki

izpolnjujejo tropični topli sektor obeh ciklonov. Na ta način se tudi ta anticiklon bolj plošči, dokler se popolnoma ne razleze in tako izgine. S tem je konec lepega vremena. Na njegovem mestu lahko nastane kak nov ciklon ali pa priplava z juga novo anticiklonalno jedro. V tem primeru se lepo vreme nadaljuje.

Ko vlada torej nad Evropo anticiklon, je važno vedeti za njegov izvor. Polarni anticiklon nam pozimi prinese zelo mrzlo in suho vreme. Včasih pa se pojavi polarni anticiklon tudi poleti. Tedaj imamo samo hladno in suho vreme. Tropični anticiklon pa nam prinese poleti zelo vroče in suho vreme, pozimi pa mile temperature in jasno nebo.

Če tropični anticiklon leži dalj časa nad kontinentom, se od spodaj navzgor vedno bolj segreva. Tu povzroča sprva bolj neznatne vzpońske toke, nad katerimi se stvarjajo le majhni kupčasti oblaki kumuli, kakor jih kaže slika 45. Z nadaljnjim segrevanjem pa postajajo ti vzponski toki vedno bolj obsežni, tako da nastajajo nad njimi pravi kumulonimbi, ki lahko postanejo celo vir popoldanskih nevihtam.

Megleno morje. Anticiklonalne vremenske situacije so zlasti pozimi vzrok nastanka meglenega morja, ki nastaja v bolj zaprtih planinskih dolinah in kotlinah. Že pri nastanku megle so ugotovili, da je za nastanek megle potrebno dolgo nočno izžarjanje pri jasnem nebu. Zdaj nam je jasno, da je ta pogoj podan zlasti v anticiklonalnem vremenu.

Za nabiranje mrzlega zraka na dnu dolin in kotlin pride še neki drugi pojav do veljave, namreč redna dnevna in nočna izmenjava dolinskega in gorskega vetra. Dolinski veter, ki piha podnevi iz dna doline vzdolž pobočja navzgor proti vrhu. Recimo, da je dolina usmerjena tako, da obsevajo sončni žarki ~~v dolžki~~ njeno desno pobočje. Zjutraj dosežejo žarki le zgornji del pobočja. Tla se segrejejo in zrak se nad njimi vzpne kvišku. Čim bolj se sonce dviga, tem nižje predele pobočja dosežejo žarki. Ko je segreto vse pobočje, piha ob vsem pobočju navzgor dolinski veter. Zaradi ravnotežja pa se mora v sredini doline zrak spuščati z višin navzdol.

Ponoči so obratne razmere. Ker se tla prej ohlade kot zrak, se zrak tik nad pobočjem bolj ohladi kot v isti višini nad sredino doline. Ohlajeni zrak pa postane težji in se zato vali kot gorski veter z vrhov in grebenov vzdolž pobočja navzdol proti dnu doline. Tu se zrak, že itak hladen, v teku noči še bolj ohladi.

Pojav dolinskega vetra podnevi in gorskega vetra ponoči je v planinah vedno znak lepega, anticiklonalnega vremena.

Oba momenta, to je ohlajanje že na pobočju s spuščanjem na dno doline in tamkajšnje nadaljnje ohlajanje zniža temperaturo zraka do rosišča, tako da nastane na dnu doline pravo megleno morje. Megleno morje je torej tudi znak lepega vremena. Ker je segrevajoče dejstvo sončnih žarkov pozimi majhno, ne morejo žarki podnevi razgnati megle. Zato pokriva megleno morje doline po cele tedne vse dotlej, dokler traja anticiklonalna vremenska situacija. Lep pogled na megleno morje nad Ljubljanskim poljem prikazuje slika 10.

Debelina plasti meglenega morja je različna. V Ljubljani sega megla včasih samo do hišnih streh, tovarniški dimniki in zvoniki pa mole iznad megle. Navadno pa je meglena plast debela 150 do 200 m. V redkih primerih pa sega tudi nad Šmarno goro, to je nad 300 m relativne višine.

V poglavju o megli na strani 50 smo omenili tudi takozvano visoko meglo. Meglena plast prične šele v neki višini nad tlemi, kakih 100 do 200 m. Nato sledi plast megle debela tudi kakih 100 do 200 m. Končno pa pridemo nad meglo, kjer sije sonce z jasnega neba. V Bohinju je ta pojav zelo pogost. Omenil sem že, da je vzrok tej dvignjeni megli rahla turbulenca, ki premeša zrak, da se na dnu doline ne more nabirati jezero mrzlega zraka. Vertikalni temperaturni gradient je zaradi turbulenčnega mešanja več ali manj adiabaten. Ker temperatura z višino pada, je rosišče nekaj 100 m nad tlemi. Turbulenčno vzpenjanje zraka pa ne more zaradi težkega anticiklonalnega zraka in zaradi iz višine se spuščajočih tokov segati visoko. Kakih 400 do 500 m nad tlemi se že ustavi in to je tudi zgornja višina plasti megle.

Če sončni žarki uspejo razgnati megleno morje, se prične prej enotna plast megle, to je stratus, trgati v posamezne meglene kupe. Pravimo, da so iz stratusa nastali oblaki stratokumuli.

Megleno morje ne razženo toliko sončni žarki kot fenski suhi in topli vetrovi. Večkrat opazujemo v Bohinju nad jezerom še megleno morje, na grebenih pa se že javlja fen s svojim "oblačnim zidom". To je znak konca lepega vremena.

Knjižnica za kulturno zgodovino Slovenije
Ljubljana