

# VAZDUŠNI PRITISAK I VAZDUŠNA STRUJANJA

*U ovom poglavlju prvo ćete saznati kako i zato se menja atmosferski pritisak, ne samo u vertikalnom, već i u horizontalnom pravcu. Naučićeš šta su cikloni i anticikloni. Moći ćete da nađete i odgovor na pitanje zašto vетар duva i koje sve sile deluju na vazduh pri njegovom kretanju. Upoznaćeš se sa kretanjima vazduha različitih razmara – od svega nekoliko centrimetara pa sve do planetarnih razmara. Naучićeš gde duvaju pasati i monsuni, a gde fen, bura, košava i jugo i kakvo vreme donose. Na kraju ovog poglavlja biće reči o tome kako vетар utiče na biljke i koji su vetrozaštitni pojasevi najefikasniji u zaštiti od jakih vetrova.*

**A**tmosfera je dinamička sredina u kojoj se vazduh nalazi u neprekidnom kretanju. Kretanje vazduha je od velikog značaja za sva zbijavanja u atmosferi. Vazduh počinje da se kreće zbog razlika u vazdušnim pritiscima koje se javljaju u atmosferi u horizontalnom pravcu. Kada se vazduh pokrene iz stanja mirovanja pod dejstvom sile gradijenta pritiska, na njegovo kretanje utiču i druge sile koje deluju samo ako se vazduh kreće. Kretanja vazduha mogu biti različitih prostornih i vremenskih razmara.

## 6.1 Vazdušni pritisak

Vazdušni ili atmosferski pritisak predstavlja težinu vazdušnog stuba iznad jedinične površine. Vazdušni pritisak jednak je u svim pravcima na određenoj visini u atmosferi, ne zavisi od orientacije površine, već samo od mase višeletežeg vazduha.

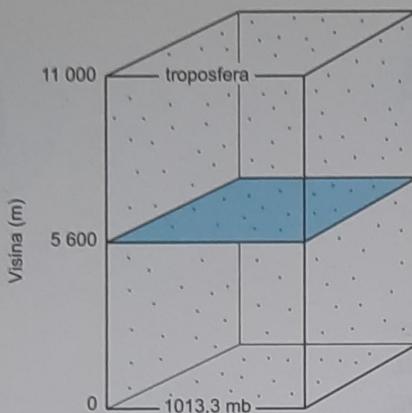
Dugo, sve do sredine XVII veka, smatralo se da je vazduh nematerijalne prirode. Da je vazduh materijalne prirode, i da ima težinu, prvi je dokazao italijanski naučnik Galileo Galilej (1564–1642) oko 1640. godine. Evangelista Toricelli (1608–1647) je 1643. godine konstruirao barometar i pokazao da se tečnost podiže u

barometarskoj cevi zbog pritiska koji atmosfera vrši na slobodnu površinu tečnosti, a ne zbog „straha“ od vakuma. Međutim, tadašnja naučna javnost je tek nekoliko godina kasnije prihvatile činjenicu da vazduh ima težinu, pre svega zahvaljujući autoritetu i angažovanju u to vreme veoma poznatog i uvaženog francuskog naučnika Bleza Paskala (1623–1662). Paskal je ustanovio da pritisak vazduha opada sa visinom. Po njemu je nazvana jedinica za pritisak u SI sistemu.

### 6.1.1 Promene vazdušnog pritiska u vertikalnom i horizontalnom pravcu

Promene vazdušnog pritiska su najveće u vertikalnom pravcu blizu nivoa mora i iznose oko 10 mb na svakih 100 m. U horizontalnom pravcu, tipična promena vazdušnog pritiska iznosi oko 1 mb na 100 km.

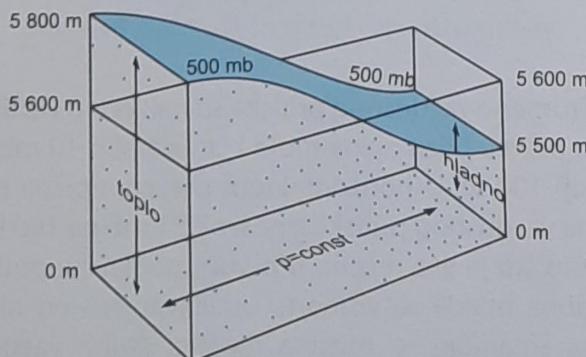
Kao što je već rečeno u prvom poglavlju, pritisak vazduha opada sa visinom. Udaljavanjem od nivoa mora smanjuje se gustina i visina stuba vazduha iznad jedinične površine. Kada ne postoji promena temperature u horizontalnom pravcu izobarske površine (površine na kojima je vrednost pritiska jednaka u svim tačkama) se poklapaju sa površinama jednake



**Slika 6.1** Promena atmosferskog pritiska sa visinom kada se temperatura vazduha ne menja u horizontalnom pravcu

nadmorske visine. Tako pri prosečnim atmosferskim uslovima visina 500 mb površine u svim tačkama je 5 600 m (slika 6.1). Međutim, kada postoji razlika u temperaturi u horizontalnom pravcu, stub vazduha određene težine je manje visine u hladnom nego u toplojem vazduhu. U toplojem vazduhu 500 mb površina konstantnog pritiska se nalazi na većoj visini nego u hladnom vazduhu (slika 6.2). To znači da u hladnom vazduhu pritisak brže opada sa visinom nego u toplojem.

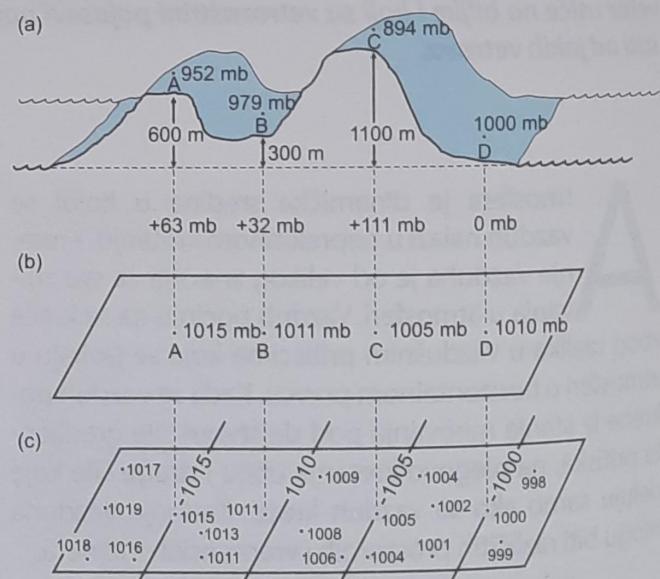
Uprkos tome što su horizontalne promene pritiska daleko manje od vertikalnih (u umerenim širinama oko 10 000 puta), one su od velikog značaja za nastanak veta i drugih pojava u atmosferi. Do promene atmosferskog pritiska može doći iz termičkih



**Slika 6.2** Promena atmosferskog pritiska sa visinom kada se temperatura vazduha menja u horizontalnom pravcu

i dinamičkih razloga. Hlađenje vazduha dovodi do porasta prizemnog atmosferskog pritiska, jer je hladniji vazduh gušći, pa samim tim i teži, dok vrednost prizemnog vazdušnog pritiska opada pri zagrevanju vazduha koji postaje ređi i lakši. Prodori hladnog ili toplog vazduha dovode do promena vrednosti atmosferskog pritiska u posmatranoj oblasti. U oblastima gde postoje uzlazna kretanja vazduha, pritisak u prizemlju opada, a u oblastima silaznih strujanja, pritisak raste.

Da bi se mogla izvršiti analiza horizontalne raspodele pritiska neophodno je da se vrednosti staničnog atmosferskog pritiska<sup>1</sup> svedu na isti referentni nivo (slika 6.3a). Za referentni nivo izabran je srednji nivo mora. Za svođenje ili, kako se još naziva, redukciju pri-

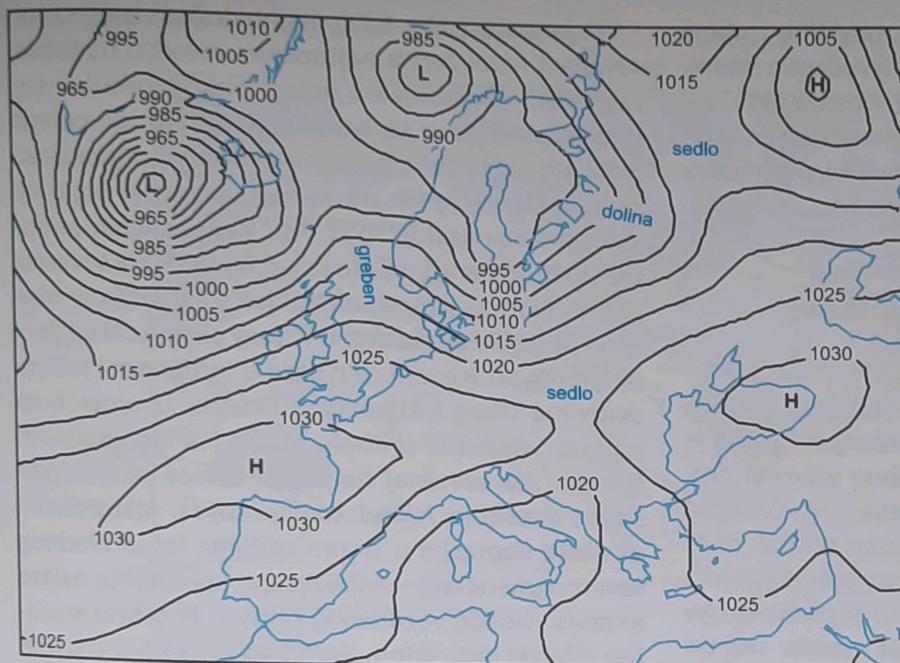


**Slika 6.3** Svođenje pritiska na nivo mora

tiska na morski nivo koriste se posebne tablice izrađene za svaku meteorološku stanicu.

Promene pritiska u horizontalnoj ravni na prizmim sinoptičkim kartama prikazuju se pomoću izobara – linija koje povezuju mesta sa istim vrednostima pritiska. Svedene vrednosti pritiska na morski nivo unose se na karte u tačke koje odgovaraju geo-

<sup>1</sup> stanični atmosferski pritisak – vrednost atmosferskog pritiska izmerenog živinim barometrom posle svođenja na temperaturu 0°C, svedenja na normalnu vrednost ubrzanja Zemljine teže (za g.š. 45°) i uračunate instrumentalne popravke.



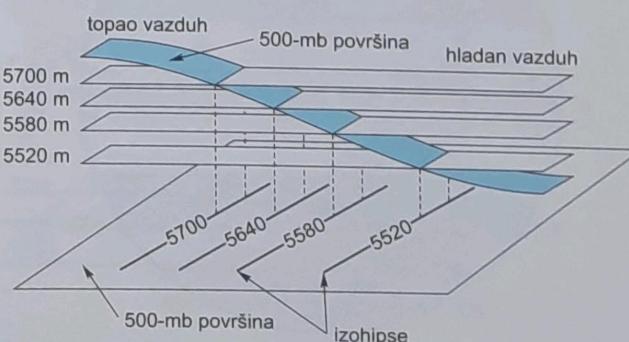
Slika 6.4 Šematski prikaz barskih sistema

grafskom položaju stanica na kojim se vrše merenja (slika 6.3b). Zatim se izvlače izobare, obično na svakih 5 mb, povezivanjem tačaka jednakih vrednosti pritiska koje su deljive sa pet (slika 6.3c). Pri tom svaka izobara treba da deli polje pritiska na dve oblasti: jednu sa većim, a drugu sa manjim vrednostima pritiska od brojne vrednosti izobare. Polje pritiska je kontinuirano, pa se izobare nigde ne prekidaju osim na granicama analizirane oblasti. Takođe, izobare se ne sekaju i ne granaju.

Na slici 6.4 je prikazana prizemna sinoptička karta. Oblasti zatvorenih izobara u kojima pritisak opada od periferije ka centru nazivaju se **cikloni**. U ciklonima se u centru nalazi nizak pritisak koji se obeležava slovom L (eng. Low). U umerenim širinama oblasti niskog pritiska često se nazivaju i **depresije**. Oblasti zatvorenih izobara u kojima pritisak raste od periferije ka centru nazivaju se **anticikloni**. U centru anticiklona se nalazi visok pritisak koji se obeležava slovom H (eng. High). Izduženi oblici izobara koji predstavljaju nastavak osnovnih barskih sistema, ciklona i anticiklona, nazivaju se **doline i grebeni**. **Sedlo** je tačka u kojoj se dodiruju dve izobare istih brojnih vrednosti. U oblastima gde je rastojanje između izobara manje, pritisak se brže menja u pravcu

normalnom na izobare nego u oblastima gde je to rastojanje veće.

Polje pritiska u horizontalnoj ravni može se prikazati i na različitim visinama u atmosferi. Međutim, u meteorologiji se, umesto promene pritiska na nekoj određenoj visini u atmosferi, obično prikazuju promene visine izobarskih površina, zbog toga što je visina pogodnija veličina za upotrebu u prognostičkim jednačinama od pritiska. Standardni nivoi za koje se izrađuju sinoptičke karte su: 1 000, 850, 700, 500, 300, 200, 50 i 20 mb. Na slici 6.5 dat je trodimenzionalni

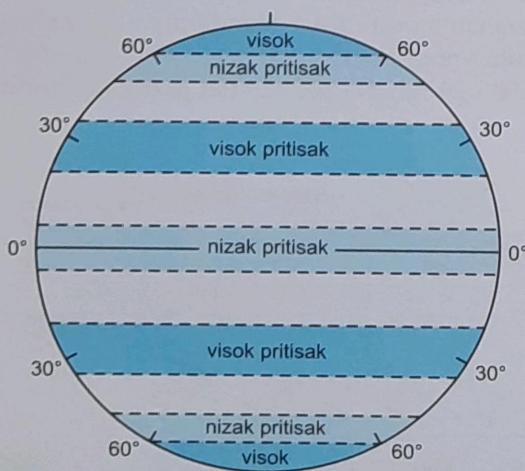


Slika 6.5 Šematski prikaz 500 mb površine i njene projekcije na horizontalnu ravan

šematski prikaz 500 mb izobarske površine i njene projekcije na horizontalnu ravan sa izvučenim izolinijama koje spajaju tačke sa istom visinom. Visinske karte su veoma značajne u prognozi vremena, jer se na osnovu njih određuje polje veta na visini, prognozira kretanje i razvoj atmosferskih sistema itd.

### 6.1.2 Srednja raspodela atmosferskog pritiska na nivou mora

Srednja raspodela vazdušnog pritiska na nivou mora prikazana je na slici 6.6. Ekvatorijalni pojas je oblast niskog vazdušnog pritiska, zbog uzlaznih strujanja koja se razvijaju usled jakog zagrevanja Zemljine površine. Od ekvatora ka severu i jugu pritisak raste i najviše vrednosti dostiže u suptropskom pojusu između 30° i 40° geografske širine. Od suptropskih ka višim geografskim širinama pritisak opada sve do 60–70° geografske širine. Iznad polova se nalazi visok vazdušni pritisak zbog anticiklona termičkog porekla koji se formiraju u ovim hladnim oblastima. To je generalizovana raspodela vazdušnog pritiska po pojasevima, koja se u opštim crtama poklapa sa stvarnom raspodelom vazdušnog pritiska na Zemlji. Na slici 6.7 prikazana je srednja raspodela vazdušnog pritiska, dobijena na osnovu višegodišnjih osmatranja, za termički ekstremne mesece u godini – januar i jul.

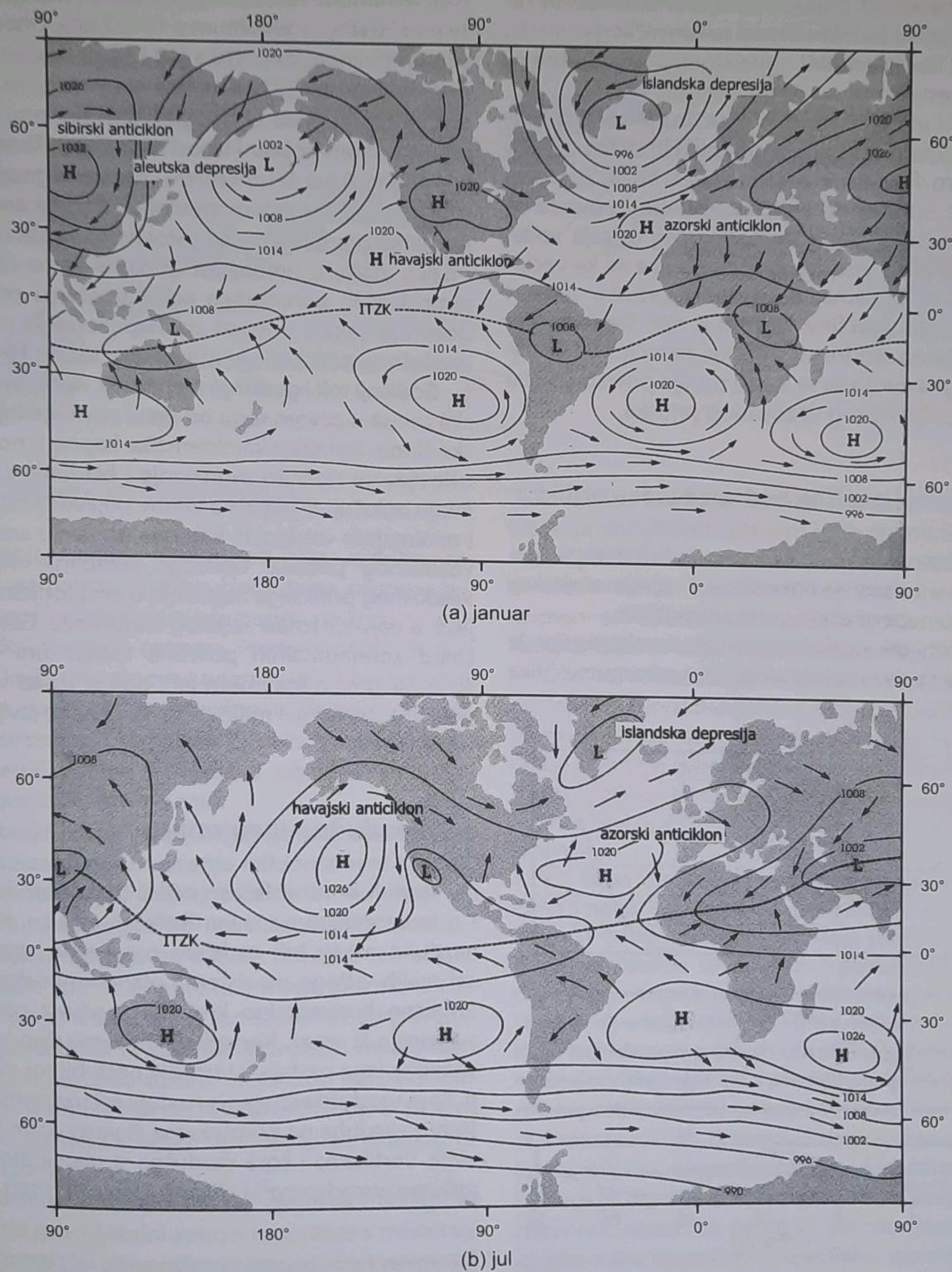


**Slika 6.6** Srednja raspodela vazdušnog pritiska na površini Zemlje

U januaru (slika 6.7a), najhladnjem mesecu na severnoj hemisferi, a najtopljem mesecu na južnoj hemisferi, ekvatorijalna oblast niskog pritiska, tzv. *intertropska zona konvergencije* (ITZK), pomera se na jug sa izraženim centrima niskog pritiska iznad zagrejanih kopnenih površina. Suptropski pojas niskog pritiska sastoji se iz više pojedinačnih anticiklona čiji se centri nalaze iznad okeana. Na severoj polulopti to su: *azorski anticiklon* u Atlantskom oceanu i *havajski anticiklon* u Tihom oceanu. Na južnoj polulopti, anticikloni se nalaze u Indijskom i južnim delovima Tihog i Atlantskog oceanata. U umerenom pojusu, vazdušni pritisak opada sa geografskom širinom. Na severnoj hemisferi nalaze se dve prostrane depresije: *islandska depresija* u Atlantskom i *aleutska depresija* u Tihom oceanu. Iznad hladnog severnoameričkog i evroazijskog kontinenta nalaze se polja visokog vazdušnog pritiska. Posebno je izražen *sibirski anticiklon*. Na južnoj hemisferi u ovom pojusu skoro da nema kopnenih površina i njihovog termičkog uticaja, pa se izobare pružaju paralelni i pritisak se smanjuje sa geografskom širinom.

U julu, najtopljem mesecu na severnoj hemisferi, a najhladnjem mesecu na južnoj hemisferi, intertropska zona konvergencije (ITZK) pomera se na sever sa centrima niskog pritiska iznad zagrejanih kontinenata (slika 6.7b). Azorski i havajski anticiklon se proširuju i pomeraju na sever. Na južnoj polulopti, sultropsko polje niskog pritiska takođe se pomera ne sever i obuhvata i kopnene površine iznad kojih se formiraju termički anticikloni. Na severoj polulopti, aleutska depresija nestaje, a islandska slabi i povlači se ka severu. Iznad zagrejanih kontinenata na severnoj hemisferi razvijaju se prostrana polja niskog pritiska.

Dakle, postoje oblasti visokog i niskog pritiska koje se u srednjoj raspodeli vazdušnog pritiska održavaju tokom cele godine menjajući položaj i razvijenost (stalni barski sistemi), kao i anticikloni i depresije koje postoje samo u pojedinim periodima tokom godine (sezonski barski sistemi). U *stalne barske sisteme* spadaju: ekvatorijalno polje niskog pritiska, sultropski anticikloni, polje niskog pritiska u umerenim širinama i polarni anticikloni. Barski sistemi u ekvatorijalnoj i polarnoj oblasti su termičke prirode, dok sultropsko polje visokog pritiska i polje niskog



**Slika 6.7** Srednja raspodela atmosferskog pritska na nivou mora i prizemnog veta u (a) januaru i (b) julu (Ahrens, 2009)

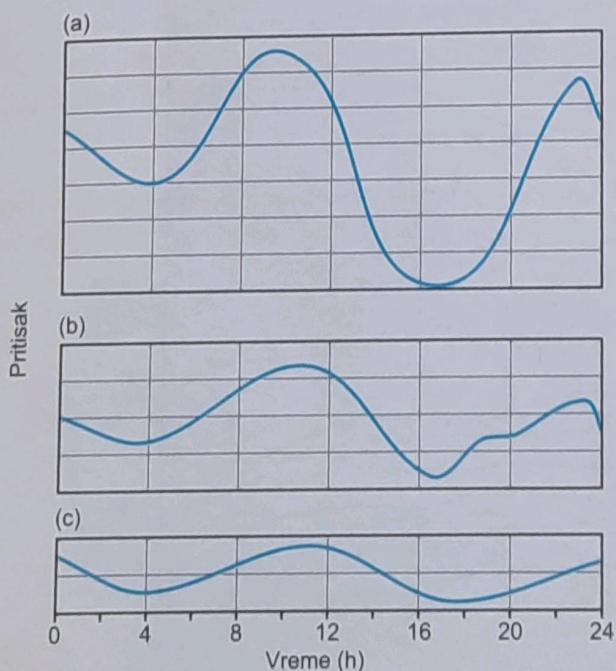
pritiska umerenog pojasa nastaju iz dinamičkih razloga. **Sezonski barski sistemi** su termičkog porekla. Zimi to su kontinentalni anticikloni, a leti kontinentalne depresije.

Termički uticaj okeanskih površina je veoma izražen i kod dinamički uslovljenih barskih sistema. Tako u hladnijem delu godine, kada okeani imaju zagrevajući efekat, sumpropski anticikloni slave i povlače se ka ekvatoru. Leti, zbog rashlađujućeg uticaja vode, sumpropska polja visokog pritiska se šire se ka većim geografskim širinama, a vrednost pritiska raste. I manje vodenе površine, kao što je npr. Sredozemno more, utiču na vrednosti pritiska, naročito u hladnjem delu godine kada se iznad toplije površine vode obrazuje polje niskog vazdušnog pritiska.

### 6.1.3 Dnevni i godišnji hod vazdušnog pritiska

Vazdušni pritisak ima veoma pravilan dnevni i godišnji tok u odsustvu atmosferskih poremećaja koji dovode do neperiodskih promena pritiska.

Za dnevni tok vazdušnog pritiska karakterističan je dupli talas sa dva maksimuma i dva minimuma (slika



**Slika 6.8** Dnevni tok vazdušnog pritiska u (a) Bataviji, (b) Beogradu i (c) Stokholmu (Delijanić, 1996)

6.8). Minimum vazdušnog pritiska u toku dana javlja se u 4 i 16 sati, a maksimum u 10 i 22 sata. Dnevni maksimum i minimum pritiska (10 i 16 h) izraženiji su od noćnih ekstremi (22 i 4 h). Dnevna amplituda vazdušnog pritiska opada sa geografskom širinom. Najveća je u tropskom pojusu i iznosi nekoliko milibara (Batavija na slici 6.6a). U umerenim i na većim geografskim širinama, pri stabilnom vremenu, dnevna amplituda je znatno manja (Beograd i Stockholm na slikama 6.6b i 6.6c). Inače, u umerenim širinama često dolazi do atmosferskih poremećaja koji narušavaju pravilnost dnevnog toka i dovode do neperiodskih promena vazdušnog pritiska, koje mogu iznositi i do 10 mb.

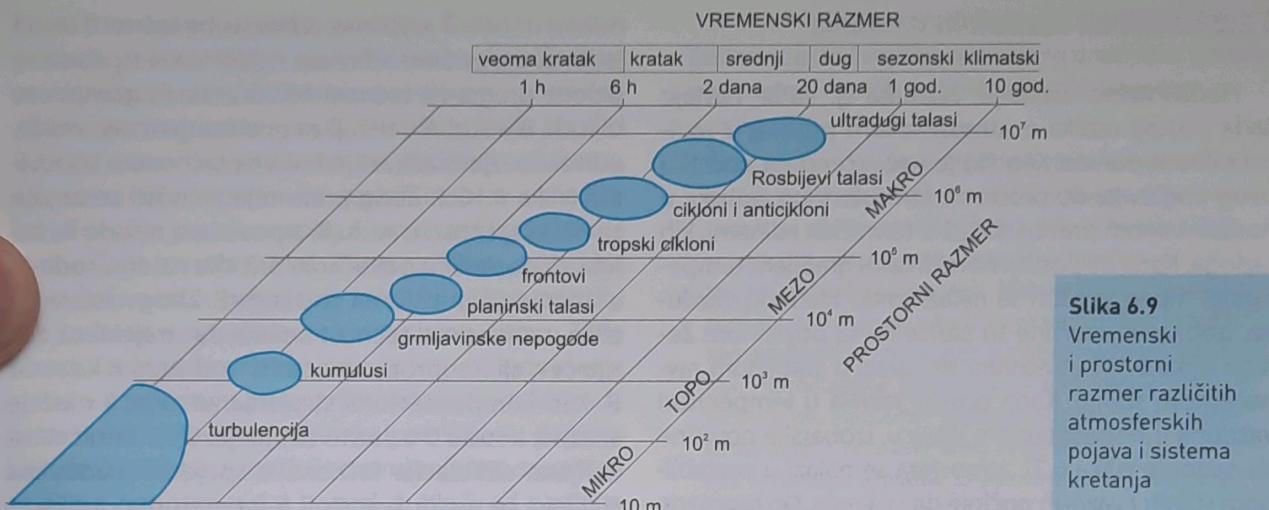
Godišnji tok i godišnja amplituda vazdušnog pritiska zavise u prvom redu od vrste podloge i geografske širine. Termičke karakteristike kopna i mora, koje uslovjavaju različito zagrevanje i hlađenje vazduha, imaju odlučujući uticaj na vreme pojave maksimalnih i minimalnih vrednosti, kao i na godišnju amplitudu vazdušnog pritiska. Godišnje kolebanje vrednosti vazdušnog pritiska je najmanje u ekvatorijalnom pojusu, a najveće iznad azijskog kontinenta. Generalno, iznad kontinentalnih površina maksimum pritiska se javlja zimi, a minimum leti, dok je iznad vodenih površina obrnuto – maksimum pritiska se javlja leti, a minimum zimi.

### 6.2 Vazdušna strujanja

Vazduh u atmosferi se nalazi u stalnom kretanju i u horizontalnom i u vertikalnom pravcu. Kretanje vazduha može biti različitih prostornih razmera – od malih vrtloga do sistema planetarnih dimenzija. Približno horizontalno kretanje vazduha naziva se **advekcija** ili **vetar**. **Konvekcija** je vertikalno kretanje vazduha koje nastaje u termički nestabilnoj atmosferi. Kosa vazdušna strujanja nastaju pri uzdizanju i spuštanju vazduha na preprekama ili vazdušnim frontovima. Vertikalna i kosa vazdušna strujanja mogu biti **uzlazna** (ascendentna<sup>2</sup>) i **silazna** (descendentna<sup>3</sup>).

<sup>2</sup> ascendencija (nlat. ascendentia) – penjanje, uzdizanje, ali i uzlazna linija srodstva.

<sup>3</sup> descedencija (nlat. ascendentia) – silazak, spuštanje, ali i potomstvo, poreklo.



**Slika 6.9**  
Vremenski  
i prostorni  
razmeri različitih  
atmosferskih  
pojava i sistema  
kretanja

### 6.2.1 Razmere kretanja vazduha

Kretanja vazduha u atmosferi imaju različite prostore i vremenske razmere. Uobičajena, osnovna podela atmosferskih kretanja je podela na kretanja malih, srednjih i velikih razmara. Promene stanja atmosfere do kojih dovode ova kretanja različitih prostornih razmara, mogu biti: kratkoročne, srednjoročne, dugoročne, sezonske i klimatske. Na slici 6.9 prikazani su atmosferski sistemi i pojave u vremensko-prostornom koordinatnom sistemu.

**Kretanja malih razmara** mogu biti mikrorazmera i toporazmera. U *kretanja mikrorazmera* spadaju mikroturbulencija i vrtlozi prostornih dimenzija od nekoliko centimetara do nekoliko stotina metara, i vremenskih razmara do najviše nekoliko minuta. To su razmere koje se odnose na mnoge procese koji su važni u agrometeorologiji, kao što je npr. isparavanje. **Kretanja lokalnih ili toporazmara** imaju horizontalni razmer od nekoliko stotina metara do nekoliko kilometara i traju najviše do nekoliko časova. U sisteme lokalnih razmara spadaju npr. oblaci vertikalnog razvijta i tornada.

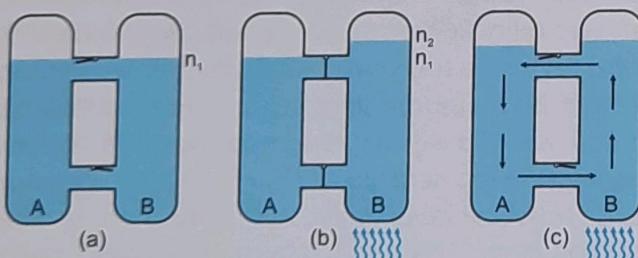
U *sisteme srednjih (mezo) razmara* ubrajaju se: planinski talasi, lokalni vetrovi (npr. vetar s mora i vetar s kopna) i jake atmosferske nepogode. Horizontalna razmera mezosistema je od nekoliko kilometara do nekoliko stotina kilometara, a vremenski razmer je od nekoliko časova do jednog dana.

U okviru **kretanja velikih razmara** izdvajaju se kretanja sinoptičkih i planetarnih razmara. U procese *sinoptičkih razmara* spadaju tropski cikloni, cikloni umerenih širina i anticikloni, koji imaju horizontalne razmere od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara. Obično traju nekoliko dana, najviše nekoliko nedelja. Na meteorološkim kartama koje obuhvataju oblasti hemisferskih razmara, mogu se uočiti i *sistemi planetarnih razmara*, kao što su Rosbijevi i ultradugi talasi. Rosbijevi talasi imaju talasne dužine više hiljada kilometara i kreću se u pravcu istok-zapad malim brzinama u poređenju sa drugim atmosferskim kretanjima.

Da bi se kretanja u atmosferi mogla adekvatno opisati na osnovu merenja, potrebno je da ona budu reprezentativna za procese kojima su namenjena. Za praćenje sistema sinoptičkih i planetarnih razmara dovoljno je raspolagati merenjima sa meteorološkim stanica na udaljenosti od 50 do 100 km i to na svakih 6 sati. Mnogo gušća mreža stanica i češća merenja ne bi doprinela tačnijem predstavljanju ovih procesa, već naprotiv, došlo bi do pojave „šuma”, koji odgovara kretanjima manjih razmara. S druge strane, sinoptička merenja ne mogu pružiti dovoljno informacija za opisivanje sistema mezorazmara, kao što je npr. grmljavinski oblak. Za praćenje jednog grmljavinskog oblaka treba organizovati specijalna merenja, koja bi imala veću rezoluciju i u prostoru i u vremenu i koja bi, između ostalog, trebalo da obuhvate i merenja vertikalne brzine vazduha.

### 6.2.2 Nastanak vazdušnih strujanja

Horizontalno kretanje vazduha tj. veter nastaje kada postoji razlika u atmosferskom pritisku u horizontalnom pravcu. Kao što je već rečeno na početku ovog poglavlja, do promene atmosferskog pritiska u horizontalnom pravcu dolazi iz termičkih i dinamičkih razloga. Kada ne postoji horizontalni gradijent temperature, topao vazduh se nalazi iznad hladnog vazduha, izobarske površine su paralelne sa površinom Zemlje (slika 6.1) i atmosfera se nalazi u stabilnom ravnotežnom stanju. Kada postoji razlika u temperaturi vazduha u horizontalnom pravcu, izobarske površine su nagnute (slika 6.2), atmosfera se nalazi u nestabilnom stanju i vazduh počinje da se kreće. Do promene vazdušnog pritiska u horizontalnom pravcu mogu dovesti i uzlazna i silazna strujanja vazduha. U oblastima gde se vazduh uzdiže, pritisak u prizemlju opada, a u oblastima gde se vazduh spušta, pritisak raste.

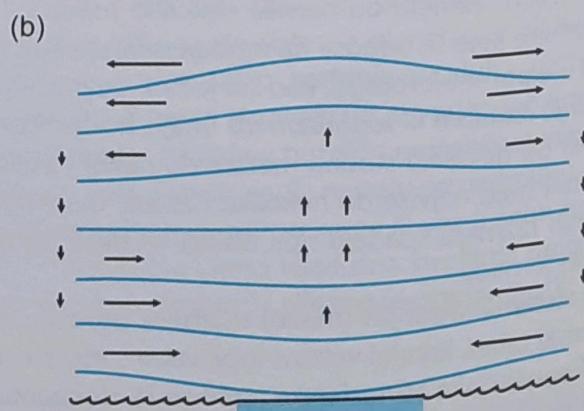
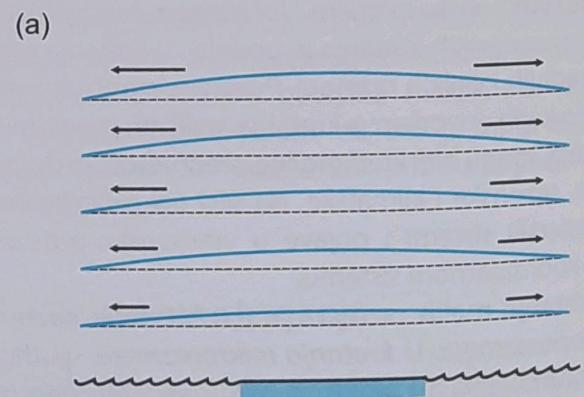


Slika 6.10 Strujanje tečnosti u različito zagrejanim spojenim sudovima

Nastanak vazdušnih strujanja u atmosferi može se objasniti pomoću eksperimenta prikazanog na slici 6.10. Dva spojena suda (A i B) napunjena su do iste visine tečnošću jednakih temperatura (slika 6.10a). Na početku eksperimenta sudovi su razdvojeni i dobro izolovani, tako da nema razmene toplote između njih. Kada se sud B zagreva, povećava se zapremina tj. visina tečnosti u tom sudu (slika 6.10b). Na dnu oba suda pritisak tečnosti se ne menja, jer je masa tečnosti u sudovima ostala ista i posle zagrevanja suda B. Međutim, na višim nivouma pritisak tečnosti u sudu B je veći od pritiska u sudu A, srazmerno razlici visina stubova tečnosti od datog nivoa do nivoa  $n_1$  u sudu A i do nivoa  $n_2$  u sudu B. Na nivou  $n_1$  pritisak tečnosti u sudu A je

nula, a u sudu B je jednak težini stuba tečnosti iznad jedinične površine od nivoa  $n_1$  do nivoa  $n_2$ . Kada se uklone pregrade, tečnost će oticati kroz gornju cev iz suda B u sud A u težji za postizanjem ravnoteže, odnosno izjednačavanjem nivoa tečnosti u sudovima (slika 6.10c). Zbog prelivanja tečnosti smanjuje se masa tečnosti u sudu B, a povećava u sudu A, što ima za posledicu povećanje pritiska na dnu suda A, a smanjenje pritiska na dnu suda B. Zbog nastale razlike u pritiscima, tečnost počine da struji i kroz donju cev, ali u suprotnom smeru – od suda A ka sudu B. Kao kompenzaciona strujanja, u sudu A nastaje silazno, a sudu B uzlazno strujanje. Ova termički uslovljena cirkulacija tečnosti u spojenim sudovima održava se sve dok postoji temperaturna razlika između sudova.

Slična cirkulaciona čelija nastaje i u atmosferi zbog nejednakog zagrevanja Zemljine površine. Na slici 6.11 prikazan je nastanak vazdušnih strujanja



Slika 6.11 Strujanje vazduha iznad nejednako zagrejane podloge

iznad kopnenih i vodenih površina. Kada ne postoji temperaturna razlika između kopna i vode (npr. pred izlazak Sunca), izobarske površine su paralelne sa Zemljinom površinom (ispredikane linije na slici 6.11a) i nema kretanja vazduha. Sa izlaskom Sunca, kopno se više zagreva od vode i izobare se izdižu iznad toplije površine zbog širenja toplog vazduha (pune linije na slici 6.11a). Zbog razlike u pritiscima na visini, vazduh počinje da struji ka nižem pritisku niz izobarske površine kao niz strmu ravan. Tada iznad hladnije površine vode dolazi do povećanja pritiska u prizemlju, zbog priliva vazduha na visini. U prizemnim slojevima izobarske površine se naginju ka nižem pritisku, a vazdušno strujanje ima suprotan smer od onog na visini – vazduh struji od hladnije vode ka toplijem kopnu (slika 6.11b). Iznad zagrejanog kopna vazduh se uzdiže, a iznad vode spušta. Brzine horizontalnih strujanja su obično veće od vertikalnih, što je na slici 6.11b prikazano različitim duzinama horizontalnih i vertikalnih strelica. Ova termički uslovljena cirkulaciona čelija održava se sve dok je kopno toplije od mora.

### 6.2.3 Sile koje deluju pri horizontalnom kretanju vazduha

Po II Njutnovom zakonu sva kretanja su posledica delovanja sila. Sile koje mogu uticati na horizontalno kretanje vazduha u atmosferi su:

- sila gradijenta pritiska,
- sila devijacije,
- centrifugalna sila,
- sila trenja.

#### SILA GRADIJENTA PRITISKA

Sila gradijenta pritiska se javlja kada postoji razlika u vazdušnim pritiscima. **Sila gradijenta pritiska** ima pravac normalan na izobare, smer od višeg ka nižem pritisku, a intenzitet srazmeran razlici pritisaka. Dakle, intenzitet sile gradijenta pritiska ne zavisi od vrednosti pritiska, već od razlike u pritiscima. Što je razlika u pritiscima veća, odnosno što su izobare gušće, veća je sila gradijenta pritiska.

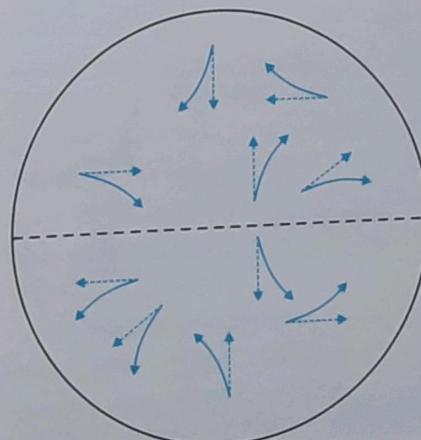
Zašto se i pored velikog vertikalnog gradijenta pritiska u atmosferi, vazduh ne kreće ubrzano ka većim visinama?

Zbog toga što je sila gradijenta pritiska usmerena od površine Zemlje ka vrhu atmosfere skoro uvek u ravnoteži sa silom gravitacije koja deluje naniže. Kada su ove dve sile jednake, tada se atmosfera nalazi u tzv. hidrostatickoj ravnoteži. Hidrostaticka ravnoteža postoji i u slučajevima kada se vazduh uzdiže i spušta konstantnom brzinom, npr. u ciklonima i anticiklonima. Hidrostaticka ravnoteža se narušava u atmosferskim nepogodama. Tada su horizontalna i vertikalna brzina približno istog reda veličine. Međutim, ova vertikalna kretanja kratko traju i prostorno su veoma ograničena.

Vazduh iz stanja mirovanja pokreće sila gradijenta pritiska. Međutim, kada vazduh počne da se kreće, tada na njega deluju i druge sile koje utiču na pravac i brzinu kretanja.

#### SILA DEVIJACIJE

Zakoni kretanja tela zavise od koordinatnog sistema. II Njutnov zakon važi za tzv. inercijalne sisteme – sisteme koji se kreću bez ubrzanja. Rotacija i konstantnom ugaonom brzinom predstavlja ubrzano kretanje, tako da se u neinercijalnom sistemu vezanom za Zemlju koja rotira, javljaju i prividne sile (tzv. inercijalne sile), koje ne postoje za posmatrača u inercijalnim sistemima.



**Slika 6.12**  
Dejstvo sile devijacije na kretanje za osmatrača na Zemlji

Pravidna sila koja deluje na tela koja se kreću u odnosu na sistem koji rotira, naziva se **sila devijacije** ili **Koriolisova sila**, po francuskom naučniku koji je izveo matematički izraz za ovu силу. Dejstvo sile devijacije za osmatrača na Zemlji se ogleda u tome što sva tela skreću nadesno od pravca kretanja na severnoj hemisferi, a nalevo na južnoj (slika 6.12). Ova sila menja pravac, ali ne i brzinu kretanja tela.

Dejstvo sile devijacije može se razumeti na osnovu veoma jednostavnog eksperimenta. Uzme se list hartije i zabode olovka u sredinu. Istovremeno se okreće list i olovkom povlači prava linija. Trag koji ostavlja olovka neće biti prava već kriva linija.

Pravac Koriolisove sile je normalan na pravac kretanja tela, udesno na severnoj Zemljinoj polulopti, a uлево на јужној. Intenzitet sile devijacije zavisi od ugaone brzine, geografske širine i brzine tela. Sa porastom brzine kretanja tela povećava se i skretanje od pravolinijske putanje. Koriolisova sila raste sa geografskom širinom – na ekvatoru je jednaka nuli, a najveća je u blizini polova.

Iako deluje na sva tela koja se kreću na Zemlji, dejstvo Koriolisove sile je veoma malo za kretanja srednjih i malih razmara, pa se zanemaruje u razmatranju ovih procesa. Međutim, horizontalna komponenta Koriolisove sile je veoma značajna za kretanja razmara većih od 100 km u izvantropskim širinama. U dinamičkoj meteorologiji do ovih zaključaka se dolazi razmernom analizom, a važnost razmara kretanja u odnosu na sistem koji rotira ovde će biti objašnjen ilustrativnim primerom.

Dva igrača se nalaze na dečjoj vrtešci i dobacuju se loptom (slika 6.13). Kada vrteška miruje, lopata iz

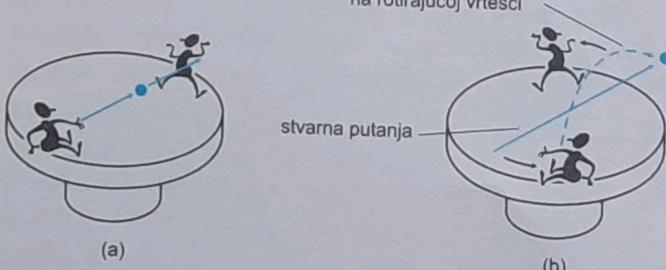
ruku jednog do ruku drugog igrača stiže pravolinjskom putanjom (slika 6.13a). Ali, ako na vrtešci koja se okreće, igrač baci loptu na isti način, ona neće stići u ruke drugog igrača (slika 6.13b). Dakle, igrač mora da proceni, na osnovu brzine okretanja vrteške, koliko ukosa mora da baci loptu da bi ona stigla do drugog igrača. S druge strane, košarkaš ne mora da uračunava rotaciju Zemlje pri upućivanju lopte na koš. Zašto? Zato što su razmere kretanja košarkaške lopte mnogo manje u poređenju sa rotirajućim sistemom (Zemljom), za razliku od razmara kretanja lopte na vrtešci, koja je uporediva sa dimenzijama vrteške.

Da li će avion, koji poleće iz tačke A koja se nalazi na severnoameričkom kontinentu, leteći pravolinijski u pravcu zapad–istok stići do tačke B koja se nalazi na istoj geografskoj širini u Evropi?

Ne, jer se kod svih kretanja na Zemlji razmara većih od 100 km u izvantropskim širinama mora uračunati dejstvo sile devijacije. Tako npr. projektil lansiran na istok brzinom od 1 000 m/s, na rastojanje od 1 000 km, iz tačke koja se nalazi na  $43^{\circ}$  severne geografske širine, skrenuće 50 km na jug. Zbog toga putanja aviona koji leti iz Severne Amerike ka Evropi nije pravolinijska od zapada ka istoku, već zakrivljena ka severoistoku, jer Koriolisova sila na severnoj hemisferi deluje udesno od pravca kretanja tj. ka jugu.

## ■ CENTRIFUGALNA SILA

**Centrifugalna sila** je inercijalna (prividna) sila koja deluje na sva tela koja se kreću po krivolinijskoj putanji. Posledica je normalne komponente ubrzanja kod krivolinijskog kretanja, koje postoji kod svakog krivolinijskog kretanja, pa i onih koja se vrše konstantnom brzinom. Centrifugalna sila je usmerena od centra ka periferiji krivolinijske putanje. Intenzitet centrifugalne sile je srazmeran masi tela i kvadratu brzine, a obrnuto srazmeran poluprečniku kružne putanje, što znači da se povećava sa povećanjem krivine putanje.



Slika 6.13 Uticaj sile devijacije na putanju lopte na vrtešci

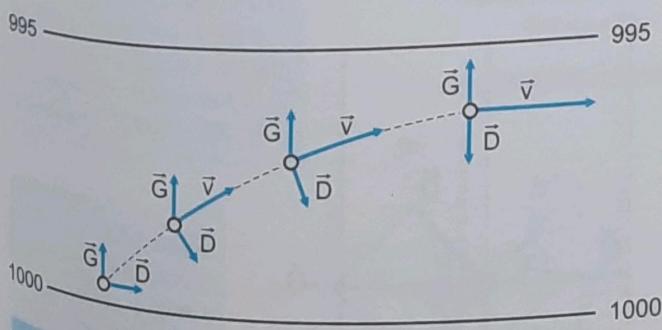
## SILA TRENJA

U nižim slojevima atmosfere (najčešće do 1 000 m), na kretanje vazduha utiče i sila koja nastaje usled trenja vazduha o Zemljinu površinu. **Sila trenja** ima isti pravac, ali suprotan smer od kretanja vazduha, a njen intenzitet zavisi od hrapavosti Zemljine površine i brzine vetra. Što je podloga hrapavija i brzina kretanja veća, veća je i sila trenja. Sila trenja se smanjuje udaljavanjem od podloge, tako da je u većem delu atmosfere praktično zanemarljiva.

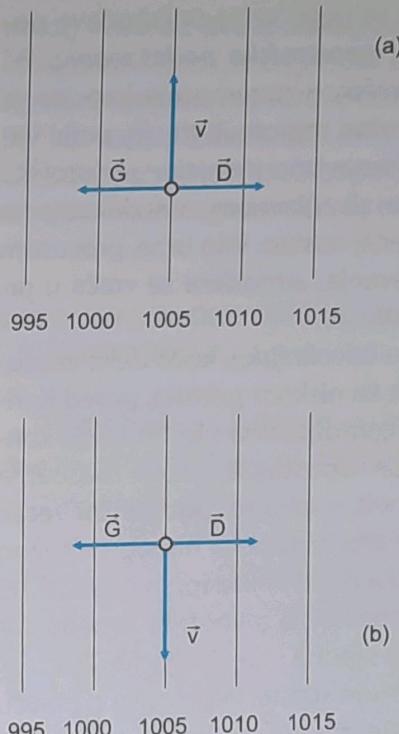
### 6.2.4 Vetur iznad sloja trenja

Kretanja većih razmara iznad sloja trenja odvijaju se pod dejstvom sile gradijenta pritiska i sile devijacije, a pri krivolinijskom kretanju javlja se i centrifugalna sila.

Na slici 6.14 prikazano je šta se dešava sa delićem vazduha koji se nalazi na severnoj hemisferi u polju pritiska, u kome se izobare pružaju pravolinijski. Pod dejstvom sile gradijenta pritiska ( $G$ ), delić počinje da se kreće normalno na izobare od višeg ka nižem pritisku. U trenutku kada je delić započeo kretanje, na njega počinje da deluje sila devijacije ( $D$ ) normalno na pravac kretanja i delić skreće udesno pod dejstvom resultantne sile, koja je jednaka vektorskom zbiru sile gradijenta pritiska ( $G$ ) i sile devijacije ( $D$ ). S povećanjem brzine delića povećava se i sila devijacije, pa delić skreće sve više i više udesno. Kada veter dostigne brzinu pri kojoj sila gradijenta pritiska uravnotežava silu devijacije, delić počinje da se kreće duž izobara



Slika 6.14 Uspostavljanje geostrofske ravnoteže na severnoj polulopti



Slika 6.15  
Geostrofski vetur na  
(a) severnoj i (b) južnoj polulopti

konstantnom brzinom – rezultantna sila je jednaka nuli, pa nema daljeg ubrzavanja.

Horizontalno neubrzano strujanje duž pravolinijskih izobara, kada je sila gradijenta pritiska u ravnoteži sa silom devijacije, naziva se **geostrofski vetur**. Brzina geostrofskog vetra direktno je proporcionalna gradijentu pritiska, a obrnuto proporcionalna gustini vazduha i geografskoj širini. U ekvatorijalnom pojasu ne duvaju geostrofski vetrovi, jer je horizontalna komponenta sile devijacije jednaka nuli.

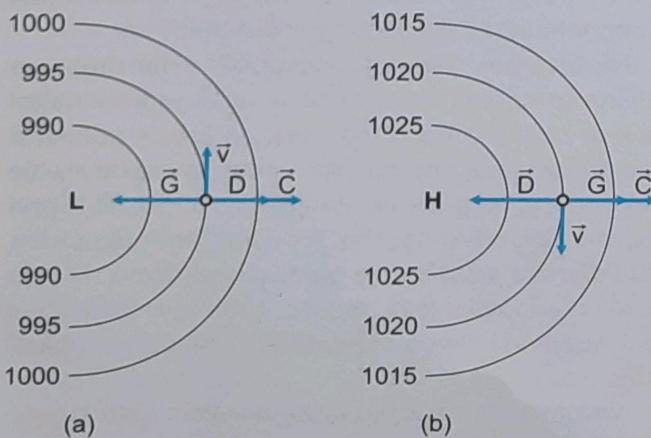
Na severnoj polulopti geostrofski vetur duva paralelno sa izobarama, tako da se nizak pritisak nalazi sa leve strane (slika 6.15a), dok na južnoj polulopti geostrofski vetur ima suprotan smer, jer sila devijacije deluje uлево od pravca kretanja (slika 6.15b). To je prvi zapazio holandski naučnik Bis Balot i formulisao tzv. **Bis Balotovo pravilo** koje glasi: ako stanemo tako da nam vetur duva u leđa, nizak pritisak će se nalaziti sa leve strane na severnoj hemisferi, a sa desne na južnoj.

Osmatranja pokazuju da se u većem delu atmosfere (osim u blizini ekvatora i u sloju tternja) stvarni vetur, karakterističan za sisteme većih razmara, veoma malo razlikuje od geostrofskog. Proces ostvarivanja

ove ravnoteže kojom se polje vetra prilagođava polju pritiska, naziva se **geostrofsko podešavanje**. Pri pojavi nekog ageostrofskog poremećaja kao što je npr. oslobađanje latentne topote ili trenje, polje vetra i polje pritiska se nezavisno menjaju, geostrofska ravnoteža se narušava, ali uglavnom samo lokalno na mestu gde je poremećaj nastao. Vrlo brzo, procesom geostrofskog podešavanja, atmosfera se vraća u prebitno ravnotežno stanje.

Ukoliko su izobare krivolinijske, kada delić vazduha počne da se kreće ka niskom pritisku, pored Koriolisove sile javlja se i centrifugalna sila. Strujanje konstantne brzine, koje se uspostavlja kada je rezultanta ove tri sile jednaka nuli, naziva se **gradijentni vетар**. Odnos sila i pravac veta oko polja niskog i visokog pritiska na severnoj polulopti prikazani su na slici 6.16.

U ciklonima se uspostavlja ravnoteža između sile gradijenta pritiska ( $G$ ) s jedne i sile devijacije ( $D$ ) i centrifugalne sile ( $C$ ) s druge strane. Veta duva u pravcu tanete na krivolinijske izobare, a u smeru suprotnom skazaljki na satu na severnoj hemisferi (slika 6.16a). U anticiklonima ravnoteža se uspostavlja između sile gradijenta pritiska i centrifugalne sile s jedne i sile devijacije s druge strane. Vazduh struji u pravcu tanete na krivolinijske izobare, a u smeru skazaljke na satu na severnoj hemisferi (slika 6.16b). Na južnoj polulopti vazduh u ovim barskim sistemima struji u suprotnom smeru – u ciklonima u smeru skazaljke na satu, a u anticiklonima suprotno skazaljki na satu.



Slika 6.16 Strujanje vazduha na visini u (a) ciklonu i (b) anticiklonu na severnoj hemisferi

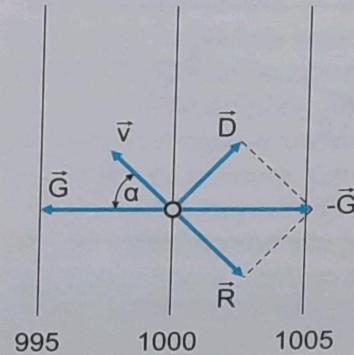
U tropskom pojasu gde je dejstvo sile devijacijske slabo zbog male geografske širine, može se javiti veoma jako ciklonarno strujanje vazduha u kome se uspostavlja ravnoteža između sile gradijenta pritiska i centrifugalne sile, tzv. **ciklostrofska ravnoteža**. Ovi atmosferski poremećaji odlikuju se gustim izobarama koje imaju veliku zakrivljenost, pa su i gradijenta sile pritiska i centrifugalna sila velikog intenziteta. I u lokalnim atmosferskim vrtlozima, kod kojih je sila devijacije zanemarljiva zbog malih razmara poremećaja, uspostavlja se ciklostrofska ravnoteža između sile gradijenta pritiska i centrifugalne sile.

U ekvatorijalnoj oblasti ne može se obrazovati anticiklonarno strujanje vazduha, jer sila gradijenta pritiska ne može biti uravnotežena ni silom devijacije koja je jednaka nuli ni centrifugalnom silom koja deluje u istom smeru (slika 6.16b), pa usled kretanja vazduha od višeg ka nižem pritisku, razlika u pritiscima brzo nestaje.

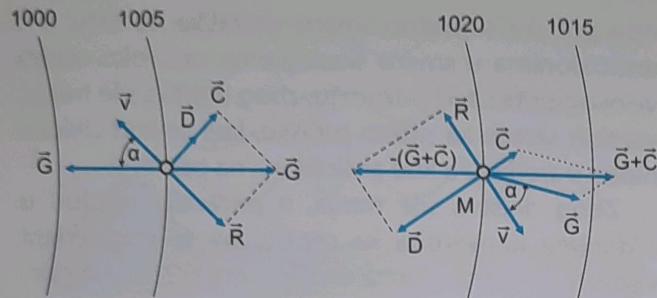
## 6.2.5 Vетар у прземном слоју атмосфере

У прземном слоју атмосфере, где postoji uticaj sile trenja, strujanje vazduha se razlikuje od onog na visini. Pri istoj vrednosti gradijenta pritiska, прземни vetrovi imaju različit i pravac i intenzitet od veta u slobodnoj atmosferi. Dejstvo sile trenja smanjuje intenzitet i menja pravac prizemnog veta.

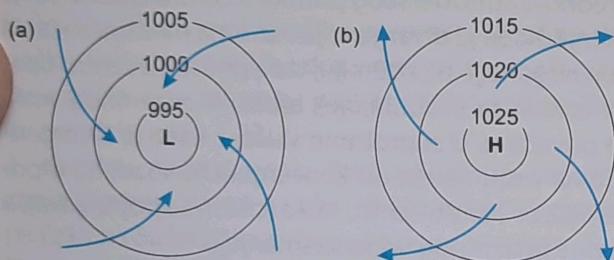
Prizemni veta nije paralelan izobarama, već ih preseca i duva od višeg ka nižem vazdušnom pritisku. Na slici 6.17 prikazana je ravnoteža sila na severnoj polulopti kada su izobare paralelne, a na slici 6.18 kada su izobare krivolinijske. Zbog skretanja veta



Slika 6.17  
Uticaj sile trenja u polju pravolinjskih izobara na severnoj hemisferi



Slika 6.18 Uticaj sile trenja na kretanje vazduha u polju krivolinjskih izobara na severnoj hemisferi



Slika 6.19 Strujanje vazduha pri tlu u (a) ciklonu i (b) anticiklonu na severnoj hemisferi

od pravca izobara, u ciklonima postoji konvergencija (slika 6.19a), a u anticiklonima divergencija vazduha u prizemlju (slika 6.19b). Koliko će biti odstupanje prizemnog

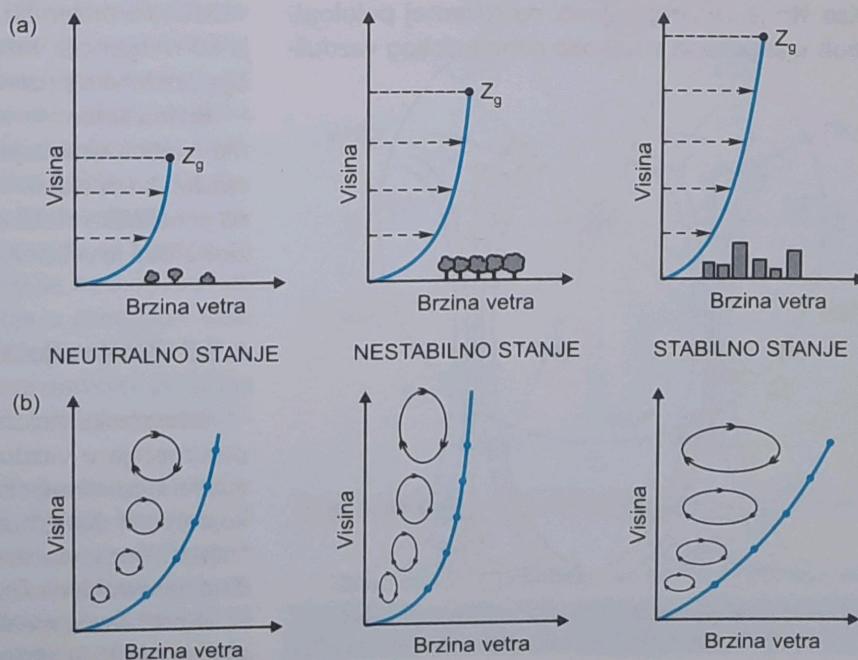
mognog vetra od geostrofskog zavisi od hrapavosti terena, brzine vetra i udaljenosti od podloge. Prosečno skretanje prizemnog vetra u odnosu na izobare iznosi  $30^{\circ}$  (na kopnu između  $35^{\circ}$  i  $45^{\circ}$  a na moru između  $10^{\circ}$  i  $20^{\circ}$ ), dok je brzina prizemnog vetra u proseku za 30% manja od brzine geostrofskog vetra.

#### PROMENA BRZINE VETRA SA VISINOM U SLOJU TRENJA

Debljina sloja u kojem zbog trenja dolazi do usporavanja kretanja vazduha zavisi od hrapavosti podloge i stabilnosti atmosfere.

Visina sloja trenja ( $Z_g$ ) je najmanja iznad ravnih, glatkih površina i povećava se sa hrapavošću podloge (slika 6.20a). Zbog toga je promena brzine vetra sa visinom, odnosno vertikalni gradijent srednje brzine vetra, veći iznad glatke nego hrapave podloge.

Pored hrapavosti podloge na promenu vetra sa visinom utiče i stabilnost atmosfere (slika 6.20b). Vertikalno mešanje vazduha u nestabilnoj atmosferi omogućava razmenu kinetičke energije između viših (bržih) i nižih (sporijih) slojeva atmosfere, što povećava brzinu vazduha u prizemlju, a smanjuje na visini. Zbog toga pri stabilnoj stratifikaciji, kada je smanjeno



Slika 6.20 Visina sloja trenja ( $Z_g$ ) i vertikalni profil brzine prizemnog vetra u zavisnosti od (a) hrapavosti podloge i (b) stabilnosti atmosfere. (Oke, 1983)

vertikalno mešanje, brzina vetra brže raste sa visinom, a debljina sloja trenja je manja nego pri nestabilnoj stratifikaciji atmosfere.

Promena brzine vetra sa visinom u prvih nekoliko stotina metara može se aproksimirati sledećom jednačinom:

$$u = u_0 \left( \frac{z}{z_0} \right)^a$$

gde je:  $u_0$  – brzina vetra na visini  $z_0$ , za koju se obično uzima standardna visina na kojoj se meri vjetar (10 m),  $u$  – brzina vetra na visini  $z$ ,  $a$  – koeficijent koji zavisi od hrapavosti podloge (vrednost npr. za travu iznosi 0,15 a šumu 0,30).

## 6.2.6 Vazdušna strujanja u ciklonima i anticiklonima

Cikloni i anticikloni nisu samo oblasti niskog i visokog vazdušnog pritiska, već dinamički sistemi sa izraženim horizontalnim i vertikalnim kretanjima vazduha (slika 6.21).

Kao što je već objašnjeno, na severnoj polulopti vazduh u ciklonima struji oko centra niskog vazduš-

nog pritiska suprotno smeru skazaljke na satu, a u anticiklonima u smeru skazaljke na satu oko centra visokog pritiska. U prizemlju, zbog dejstva sile trenja, vazduh skreće ka nižem pritisku, koji se kod ciklona nalazi u središtu a kod anticiklona na periferiji.

Zbog dejstva sile trenja, u prizemlju vazduh u ciklonima konvergira ka centru, pa se nagomilani vazduh u centru ciklona uzdiže (slika 6.21a). Na gornjoj granici ovog atmosferskog vrtloga vazduh divergira. Sve dok postoji ravnoteža između konvergencije vazduha u prizemlju i divergencije vazduha na visini, vrednost atmosferskog pritiska u centru ciklona se ne menja. Kada je divergencija vazduha na visini veća od konvergencije u prizemlju, tada pritisak u centru pada (ciklon se produbljuje), a brzina prizemnog vjetra se povećava. U suprotnom slučaju, kada je divergencija na visini manja od konvergencije vazduha u prizemlju, pritisak u centru raste (ciklon se popunjava), a brzina prizemnog vjetra se smanjuje.

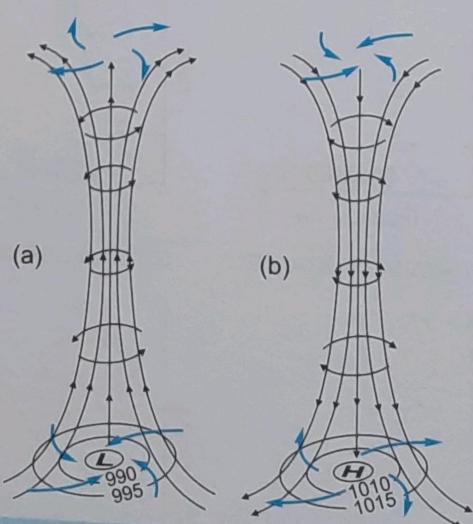
U anticiklonima, zbog dejstva sile trenja, u prizemlju vazduh divergira. Na njegovo mesto se spušta vazduh sa visine, zbog čega se javlja konvergencija vazduha na visini (slika 6.21b). Kao i kod ciklona, kada postoji ravnoteža između konvergencije i divergencije vazduha, pritisak u centru se ne menja. Kada je konvergencija vazduha na visini manja od divergencije vazduha u prizemlju, anticiklon slab. I obrnuto, kada je konvergencija vazduha na visini veća od divergencije vazduha u prizemlju, anticiklon jača.

Brzina kojom se vazduh uzdiže ili spušta u ciklonima i anticiklonima je mnogo manja od brzine kojom vazduh kruži oko ovih barskih sistema. Vertikalna brzina je nekoliko stotina puta manja od horizontalne brzine i reda je veličine nekoliko centimetara u sekundi.

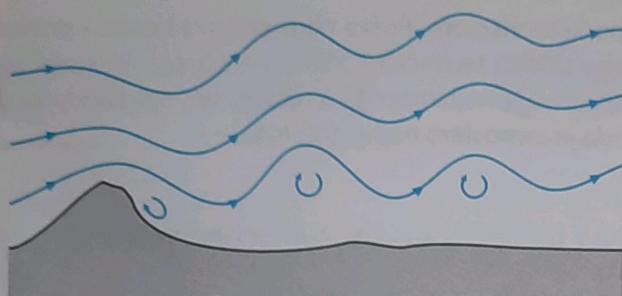
## 6.2.7 Uticaj reljefa na strujanje vazduha

Pri nailasku vazduha na čvrstu prepreku dolazi do poremećaja u vazdušnoj struci. Veličina poremećaja vazduha zavisi od: oblike i veličine prepreke, ugla pod kojim vjetar duva, brzine vjetra i stabilnosti atmosfere. Najveći uticaj na strujanje vazduha ima reljef koga čine neravnine na Zemljinoj površini.

Kada vazduh najde pod pravim uglom na neku prepreku on je obilazi, ako je vjetar slab a prepreka



Slika 6.21 Horizontalna i vertikalna strujanja vazduha u (a) ciklonima i (b) anticiklonima



Slika 6.22 Modifikacija horizontalnog strujanja vazduha pri nailasku na orografsku prepreku

izolovana. Kada je orografska prepreka dovoljno duća, kada je vetar jak i duva normalno na planinu, tada dolazi do uzdizanja i prebacivanja vazduha preko prepreke (slika 6.22).

Kada su planine visoke 2 000–3 000 m, do uzdizanja vazduha dolazi na oko 10 km ispred prepreke, pa čak i na 50 km, ako se ispred prepreke nalazi more ili ravnica. Pri prebacivanju vazduha dolazi do zbijanja strujnica i povećanja brzine vetra iznad prepreke. Poremećaj u strujanju vazduha oseti se do 1/3 visine usamljene planine, a kod planinskog vencu do 3 ili čak 5–6 visina. Poremećaj u strujanju vazduha oseća se i daleko iza prepreke. Kao što je već pomenuto u predhodnom poglavlju, pri određenim meteorološkim uslovima formiraju se vertikalni talasi sa velikom amplitudom koji se nazivaju *stacionarni* ili *stojeći talasi*. Amplituda ovih talasa se smanjuje udaljavanjem od prepreke. Na vrhu stojećih talasa, na uzlaznom delu, javljaju se sočivasti oblaci (roda Sc, Ac i Cc, vrste lenticularis). Kao i sami stojeći talasi i ovi oblaci su postojani – održavaju se sve dok traje horizontalno strujanje. Ispod svakog vrha talasa obrazuju se i vrtlozi sa horizontalnom osom rotacije, koji se nazivaju *rotori*. Jedriličari koriste uzlazna kretanja u prednjem delu talasa, dok rotori ugrožavaju bezbednost letelica.

Kada se pravac vetra poklapa sa pravcem pružanja orografske prepreke nastaju bočni vrtlozi sa vertikalnom osom rotacije.

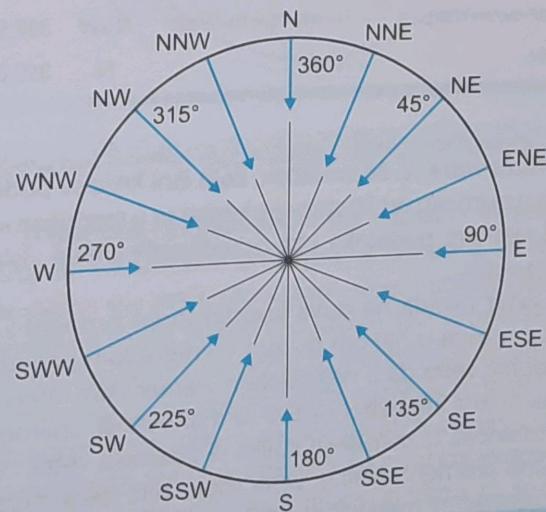
Do promena u strujanju vazduha dolazi i u udubljenijim oblicima reljefa na Zemljinoj površini. U dolinama i kotlinama, pravac vetra se može znatno razlikovati od opšteg strujanja u široj oblasti. To je naročito izraženo pri kretanju hladnog vazduha, koji se usled veće gustine najviše prilagođava obliku reljefa.

U toku vedrih zimskih noći, jezera hladnog vazduha, koja se obrazuju u dolinama i kotlinama, ponašaju se kao ravne površine iznad kojih vetar duva bez poremećaja. Ako se pravac vetra poklapa sa pružanjem kotlini, kanjona i rečnih dolina, dolazi do zbijanja strujnica i povećanja brzine vetra.

### 6.2.8 Određivanje vetra

Vetar je jedini meteorološki element koji je vektorska veličina. Vetar je određen kada su mu poznati intenzitet i pravac, odnosno smer. **Intenzitet vetra** se definiše brzinom ili jačinom. **Smer** se određuje po strani sveta odakle vetar duva. Tako, ako vetar duva od severa ka jugu to je severni vetar, ako duva od istoka ka zapadu to je istočni vetar itd.

**Brzina vetra** predstavlja pređeni put u jedinici vremena i izražava se u m/s, km/h ili čvorovima (1 čvor = 0,515 m/s). **Jačina vetra** se određuje prema dejstvu koje vetar ima na predmete u osmatračevoj okolini i izražava se u stepenima Boforove skale, koju je napravio engleski admiral Bofor još početkom XIX veka. U dodatku IV data je Boforova skala od 13 pravaca.



Slika 6.23 Ruža vetrova od 16 pravaca

Smer vetra se prikazuje na tzv. ruži vetrova od 4, 8, 16 ili 32 pravaca, ili azimutnim uglom izraženim u lučnim stepenima (slika 6.23). Za označavanje strana

sveta se koriste početna slova engleskih naziva (tablica 6.1).

**Tabela 6.1** Nazivi smerova vetra i njihove skraćenice

Naziv na srpskom	Međunarodni naziv	Skr. naziv	Stepeni
Sever-severoistok	North-North-East	NNE	22,5
Severoistok	North-East	NE	45,0
Istok-severoistok	East-North-East	ENE	67,5
Istok	East	E	90,0
Istok-jugoistok	East-South-East	ESE	112,5
Jugoistok	South-East	SE	135,0
Jug-jugoistok	South-South-East	SSE	157,5
Jug	Sout	S	180,0
Jug-jugozapad	South-South-West	SSW	202,5
Jugozapad	South-West	SW	225,0
Zapad-jugozapad	West-South-West	WSW	247,5
Zapad	West	W	270,0
Zapad-severozapad	West-North-West	WNW	292,5
Severozapad	North-West	NW	315,5
Sever-severozapad	North-North-West	NNW	337,5
Sever	North	N	360,0

Ruža vetra sa 36 smerova, koju čini krug sa podelom u razmaku od 10 stepeni, koristi se u međunarodnoj razmeni podataka i za određivanje smera visinskog vetra.

Vetar nikada ne duva konstantnom brzinom i iz istog pravca u nekom dužem vremenskom periodu. Osobina vetra da u nejednakim vremenskim intervalima menja intenzitet naziva se mahovitost, udarnost ili rafalnost. U zavisnosti kolika je udarnost vetra, odnosno promena brzine, vetar može biti: ravnomeran ili ujednačen; mahovit ili rafalan; olujan ili buran. Prema promenljivosti pravca duvanja, vetrovi se dele na stalne i promenjive.

Što je veća brzina vetra, hrapavost podloge i nestabilnost atmosfere, mahovitost vetra je veća. Mahovitost vetra i promenljivost pravca najveća je pri tlu i

opada sa visinom. Pošto na promenu brzine i pravca vetra utiču i termička konvektivna kretanja, mahovitost vetra je najizraženija u najtoplijim delovima dana kada je atmosfera najnestabilnija.

### 6.2.9 Dnevni i godišnji tok brzine vetra

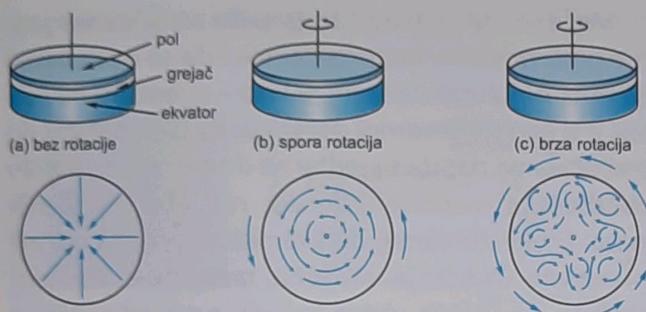
U odsustvu atmosferskih poremećaja, brzina vetra ima pravilan dnevni hod. Maksimum brzine vetra javlja se u najtoplijim časovima dana, a minimum noću. Ovakav dnevni tok je posledica uticaja termičke turbulentije na polje vetra. Što je veće zagrevanje podloge i nestabilnost atmosfere, veća je termička turbulentija, pa se maksimum konvektivnih kretanja javlja u popodnevnim časovima, a minimum noću. U odeljku o promeni vetra sa visinom, već je objašnjeno zašto se srednja brzina vetra povećava pri tlu, a smanjuje na visini usled vertikalnog mešanja vazduha. Dnevni hod vetra najizrazitiji je leti iznad kopna, zbog intenzivnijeg zagrevanja i vertikalnog mešanja vazduha.

U umerenom pojusu, brzina vetra u toku godine u proseku najveće vrednosti dostiže zimi, a najmanje leti. Ovakav godišnji tok brzine vetra je posledica veće toplotne razlike, a usled toga i većeg gradijenta pritiska, između manjih i većih geografskih širina u hladnijem delu godine.

### 6.3 Opšta cirkulacija atmosfere

Priliv energije sa Sunca smanjuje se sa geografskom širinom – najveći je u ekvatorijalnim, a najmanji u polarnim oblastima. Kao posledica nejednakog zagrevanja Zemljine površine Sunčevim zračenjem i rotacije Zemlje, nastaju kretanja velikih razmara koja nazivamo opštom cirkulacijom atmosfere. **Opšta cirkulacija atmosfere (OCA)** obuhvata sva horizontalna i vertikalna vazdušna strujanja kojima se ostvaruje stalna razmena vazduha između manjih i većih geografskih širina, nižih i viših slojeva atmosfere.

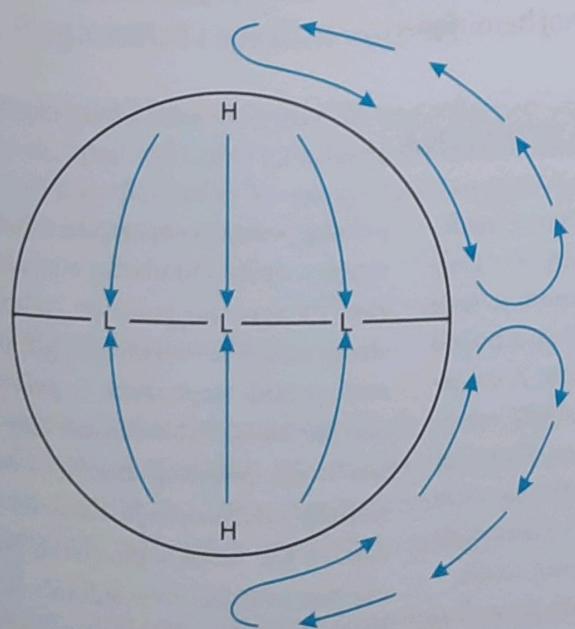
Radi objašnjenja opšte cirkulacije atmosfere, smislen je i izведен laboratorijski eksperiment u kom sud ispunjen vodom simulira sistem Zemlja–atmosfera (slika 6.24). Zid suda koji se greje predstavlja ekvator, dok centar suda koji se hlađi predstavlja pol. Po



Slika 6.24 Laboratorijski model opšte cirkulacije atmosfere

površini tečnosti posuti opiljci aluminijuma ocrtavaju strujanje vode. Zbog razlike u temperaturama između tolog „ekvatora“ i hladnog „pola“ nastaje cirkulacija vode u kojoj se topla voda na visini transportuje od „ekvatora“ ka „polu“ (slika 6.24a). Ako se suda zarođiva kao Zemlja u smeru suprotnom skazaljki na satu gledano sa Severnog pola, uspostavlja se zonalna cirkulacija kao posledica geostrofskog podešavanja (slika 6.24b). Kada se rotacija suda ubrza, obrazuje se talasna cirkulacija i vrtloži koji odgovaraju ciklonima i anticiklonima koji se javljaju u atmosferi u umerenim širinama (slika 6.24c).

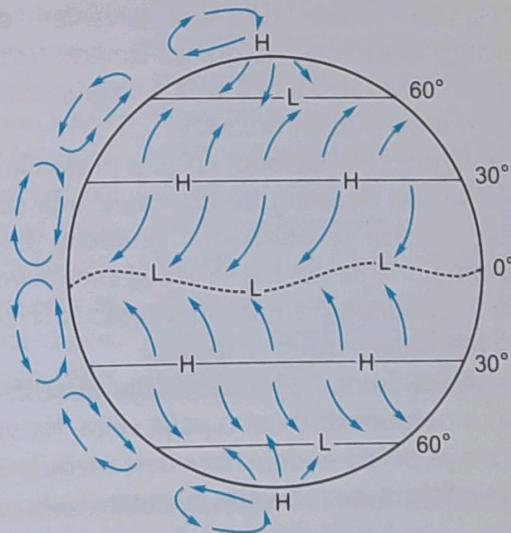
Rezultati goreopisanog eksperimenta ukazuju na to da kada bi Zemljina površina bila uniformna, kada bi



Slika 6.25 Model opšte cirkulacije atmosfere kada je ona uslovljena samo nejednakim zagrevanjem Zemljine površine

Sunčevi zraci padali uvek normalno na ekvator i kada se Zemlja ne bi okretala oko svoje ose, opšta cirkulacija atmosfere bi se sastojala od po jedne cirkulacione ćelije na svakoj od hemisfera (slika 6.25). U toj termički uslovljenoj cirkulaciji, vazduh bi se uzdizao iznad zagrejane ekvatorijalne oblasti i strujao na visini prema polovima. U polarnim oblastima bi se spuštao, a u prizemlju strujio od polarnih ka ekvatorijalnim oblastima.

Uključivanjem rotacije Zemlje u ovaj idealizovani model, opšta cirkulacija atmosfere postaje znatno složenija. Jednočelijska cirkulacija se narušava i nastaju tri ćelije na svakoj polulopti (slika 6.26).



Slika 6.26 Šematski prikaz opšte cirkulacije atmosfere

**U tropskoj cirkulacionoj ćeliji**, vazduh u prizemlju struji od suprtropskih širina prema ekuatoru, ali zbog delovanja sile devijacije vazduh skreće udesno na severnoj hemisferi, a uлево на јуžној. Ovi vetrovi severoistočnog pravca na severnoj hemisferi, a jugoistočnog pravca na južnoj hemisferi nazivaju se **pasati**. U oblasti ekvatora, gde se susiće pasati sa severne i južne polulopte, nalazi se **intetropska zona konvergencije** u kojoj preovlađuju slabi vetrovi ili tišine, pa se ova oblast još naziva i **zona ekvatorijalnih tišina ili kalmi**. Tu se vazduh uzdiže i na visini struji ka suprtropskim širinama. Ovi visinski vetrovi imaju suprotan pravac od pasata – na severnoj polulopti jugozapadni, a na južnoj severozapadni i nazivaju se **antipasati**. U sup-

tropskoj oblasti vazduh se spušta, horizontalna strujanja su veoma slaba, pa se ova oblast naziva **zona suptropskih tišina ili kalmi**. U doba kada se Atlantikom za Novi svet putovalo jedrenjacima, u ovoj oblasti slabih vetrova dolazilo je do zastoja u plovidbi. Usled nedostatka vode i hrane, konji su bacani u vodu ili bivali pojedeni, pa se zbog toga zona suptropskih tišina naziva i konjskim širinama.

U cirkulacionoj ćeliji umerenih širina, vazduh u prizemlju struji od manjih ka većim geografskim širinama. Zbog dejstva Koriolisove sile, ovo strujanje dobija zonalnu komponentu, pa prizemni vetrovi na severnoj polulopti imaju pretežno jugozapadni i zapadni, a na južnoj polulopti severozapadni i zapadni smer. Na visini vetrovi imaju suprotan smer – duvaju iz istočnog kvadranta. Na granici između tropskih i umerenih širina vazduh se spušta, a na granici između polarnih i umerenih širina uzdiže.

U polarnoj cirkulacionoj ćeliji, u prizemlju preovlađuju vetrovi istočnog kvadranta, kojima se transportuje vazduh iz polarnih u umerene širine. U umerenim širinama vazduh se uzdiže i vetrovima koji duvaju iz zapadnog kvadranta transportuje ka polovima. Na polovima vazduh se spušta.

Tročelijska šema opšte cirkulacije atmosfere ne opisuje u potpunosti stvarno polje vetra. Na slici 6.7 prikazana je, pored srednje raspodele vazdušnog pritiska, i srednja raspodela vetra u januaru i julu.

Može se zapaziti da intertropska zona konvergencije prati prividno kretanje Sunca i da se uvek nalazi na onoj polulopti na kojoj je leto – u januaru na južnoj, a u julu na severnoj. Pri prelasku ITZK dolazi i do prebacivanja pasata sa jedne na drugu poluloptu, što obezbeđuje međuhemisfersku razmenu vazdušnih masa. U ekvatorijalnoj oblasti niskog pritiska postoji intenzivno uzdizanje vazduha, razvijaju se kumulonimbusi do velikih visina iz kojih pada kiša velikog intenziteta. Na slici 6.7 može se videti da su pasatski vetrovi znatno postojaniji iznad okeana nego iznad kopna.

U suptropskom pojasu visokog pritiska dolazi do spuštanja vazduha. Zbog adijabatskog zagrevanja i smanjenja relativne vlažnosti, ova oblast je praktično bez padavina, osim u područjima gde se javljaju monsuni.

Cirkulaciona ćelija umerenih širina veoma je nepostojana na severnoj polulopti, ali se ipak može reći da u prizemlju preovlađuju zapadni vetrovi. U ovoj osnovnoj struci, kao vrtlozi u reci, kreću se cikloni i anticikloni. U okviru ovih barskih i dinamičkih sistema vrši se razmena vazdušnih masa između manjih i većih geografskih širina, nižih i viših slojeva atmosfere.

U polarnim oblastima formiraju se termički anticikloni sa slabim prizemnim strujanjem severoistočnog smera na severnoj hemisferi i jugoistočnog smera na južnoj hemisferi.

## AKO ŽELITE DA SAZNATE NEŠTO VIŠE O MLAZNIM STRUJAMA

Veoma važnu karakteristiku opšte cirkulacije atmosfere predstavljaju i mlazne struje. Mlazne struje su relativno uske zone veoma jakih vetrova. Dugačke su nekoliko hiljada kilometara, široke nekoliko stotina kilometara, a debljine nekoliko kilometara.

Mlazne struje se najčešće mogu osmotriti na nivou tropopauze, mada se mogu javiti i u nižim i u višim slojevima atmosfere. Brzina vetra duž ose troposferskih mlaznih struja je veća od 30 m/s, a može preći i 100

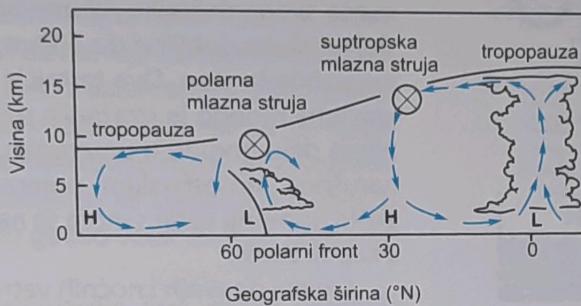
m/s. Mlazne struje karakteriše veliko smicanje vetra<sup>4</sup> sa visinom. Vertikalno smicanje vetra sa visinom je reda veličine 5–10 m/s na 100 m, a bočno smicanje 5 m/s na 100 km. Zone jakih vetrova ponekad se mogu osmotriti i u donjoj troposferi, blizu Zemljine površine. Kada brzina vetra prelazi 15 m/s u prvih 2–3 km, tada se radi o prizemnoj mlaznoj struci.

Na slici 6.27 prikazan je srednji

<sup>4</sup> smicanje vetra – promena brzine ili pravca vetra sa visinom.

položaj polarne i suptropske mlazne struje i opšta cirkulacija atmosfere zimi na severnoj polulopti. Mlazne struje nalaze se u oblastima gde postoji prekid tropopauze – **polarna mlazna struja** na visini od oko 10 km iznad polarnog fronta, a **suptropska mlazna struja** na visini od oko 13 km iznad suptropskog polja visokog pritiska. Preovlađujući smer strujanja vazduha u obe mlazne struje je zapadni. Međutim, mlazne struje često meandriraju (polarna više od

**Slika 6.27**  
Srednji položaj  
polarne i  
suptropske  
mlazne struje



suptropske), pružajući se i na sever i na jug na pojedinim delovima tala-sa. Na taj način se mlaznim strujama transportuje hladan vazduh ka ekvatoru i toplo vazduh ka polovima. Po-nekad, zbog meandriranja, dolazi i do spajanja polarne sa suptropskom mlaz-nom strujom. To se dešava češće leti nego zimi. Leti se kombinovana struja održava nekoliko nedelja, a zimi svega nekoliko dana.

Nastanak mlaznih struja povezuje se sa velikim horizontalnim gradjen-

tim temperature i pritiska. Tempe-raturni kontrast je veoma izražen u oblasti polarnog fronta, zoni koja raz-dvaja hladan polarni i topao tropski vazduh. Temperaturna razlika između vazduha koji leži severno i južno od linije fronta najveća je zimi a naj-manja leti, tako da položaj i jačina veta u polarnoj mlaznoj struji variraju sezonski. Zimi polarna mlazna struja zauzima južniji položaj, a brzina veta je veća nego leti. Debljina polarne struje je veća od debljine suptropske mlazne struje. Polarna mlazna struja

se prostire između 500 i 200 mb po-vršine sa najjačim vetrovima oko 300 mb nivoa, dok se suptropska mlazna struja obično nalazi između standar-dnih nivoa 300 i 200 mb.

Zbog velikih brzina i velikog smi-canja vetra sa visinom, mlazne struje mogu predstavljati veliku opasnost za bezbednost vazdušnog saobraćaja. Prva naznaka postojanja jakih vetrova na visini je bio let jednog američkog aviona iznad Ohaja 1920. godine, koji se, iako je leteo na zapad, prizemljio istočno od mesta poletanja. Pred Dru-gi svetski rat pretpostavljeno je posto-janje mlaznih struja na osnovu radio-sondažnih merenja atmosfere, kojih u to vreme nije bilo dovoljno da bi se sa sigurnošću tvrdilo da ispod tropopa-uze postoje zone veoma jakih vetrova. Potvrda je stigla tokom rata od strane američkih vojnih pilota koji su imali teškoća sa upravljanjem letelicama na većim visinama.

## 6.4 Regionalni i lokalni vetrovi

Regionalni i lokalni vetrovi su vazdušna strujanja koja odstupaju od opšte cirkulacije atmosfere. Nasta-ju usled specifičnih fizičko-geografskih karakteristika oblasti u kojima duvaju.

### 6.4.1 Periodični vetrovi

Glavna karakteristika periodičnih vetrova je da u određenim vremenskim periodima duvaju prvo iz jednog, a zatim iz drugog, suprotnog pravca. Postoje periodični vetrovi sa dnevnom i godišnjom peri-dom.

Dnevni hod vetra naročito je izražen na obalama mora i u zatvorenim dolinama i kotlinama, zbog ra-dicitog zagrevanja usled velike razlike u topotnim sobinama podloge (veter s mora i veter s kopna) ili

nagibu terena (dolinski i gorski vетар). Monsun, veter s godišnjom periodom, nastaje usled sezonskih pro-mena temperature i pritiska. Veter s mora i veter s kopna, kao i dolinski i gorski veter su lokalni vetrovi, dok monsun spada u regionalne vetrove.

#### ■ VETAR S MORA I VETAR S KOPNA

Zbog većeg zagrevanja kopna u toku dana i us-postavljene razlike u pritiscima iznad hladnijeg mora i toplijeg kopna, obrazuje se cirkulaciona celija u kojoj vazduh u prizemlju struji od mora ka kopnu, a na visini u suprotnom smeru (slika 6.28a). Iznad zagrejanog kopna vazduh se uzdiže, a iznad mora spušta. U toku noći kopno se više ohladi od površine mora, pa je horizontalni gradijent pritiska i strujanje vazduha suprotno od onog u toku dana. Tako, noću veter u prizemlju duva sa kopna ka moru, a na visini u su-