

ZAGREVANJE ZEMLJINE POVRŠINE I ATMOSFERE

4

Na početku ovog poglavlja biće objašnjeno šta je temperatura, a šta toplota, kako se prenosi latentna, a kako osetna toplota. Saznate kako i zbog čega se kopno, voda i vazduh različito zagrevaju i hlađe i na koje se sve načine vrši razmena toplote u sistemu Zemlja–atmosfera. Naučićete kako se menja temperatura vazduha sa visinom, a kako temperatura zemljišta sa dubinom. Biće reči i o uticaju temperature na biljni svet, s naglaskom na dejstvo ekstremnih, posebno niskih temperatura, na kulturne biljke.

4.1 Osnovni pojmovi o temperaturi i toploti

Veoma je važno praviti jasnu razliku između pojma toplote i pojma temperature. Radi lakšeg razumevanja ovih veličina prvo će biti izloženi osnovni pojmovi o energiji.

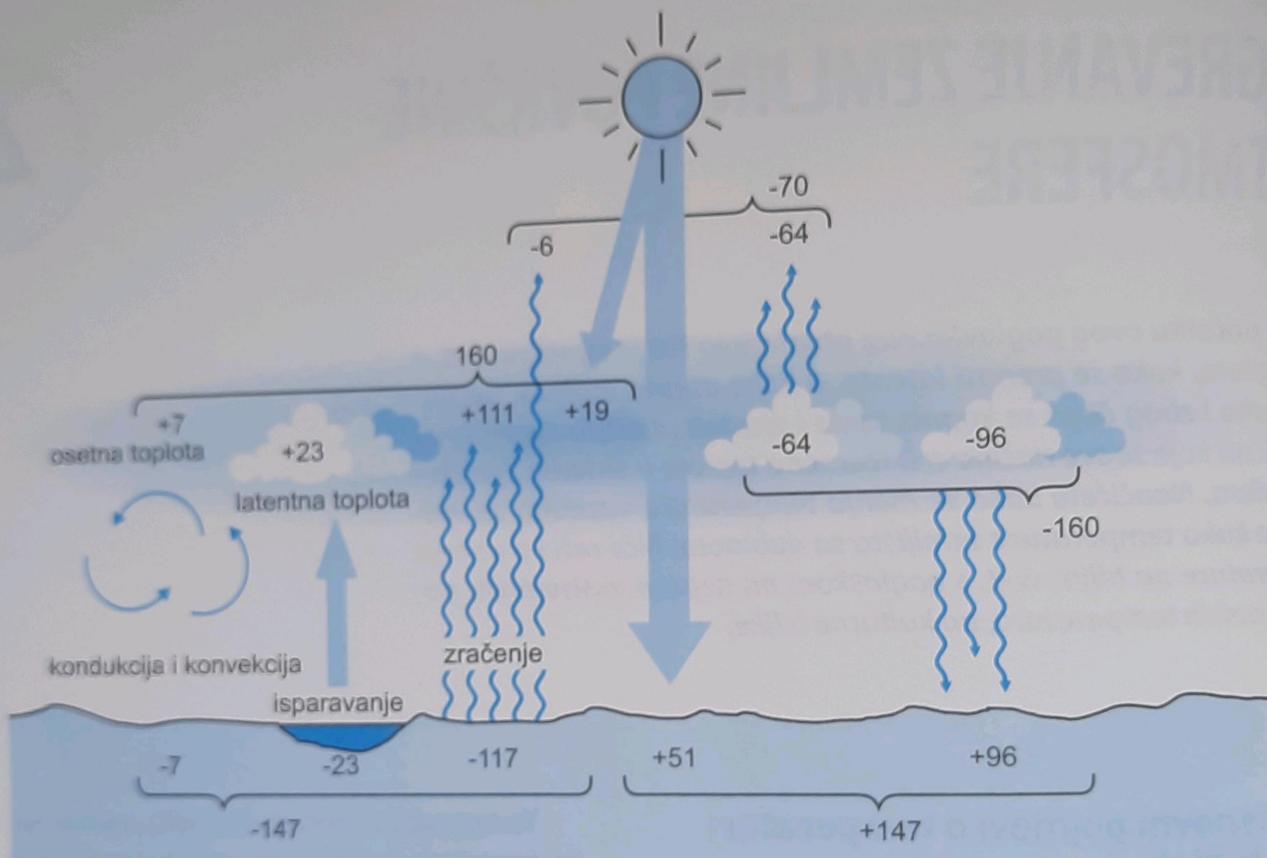
Energija je kvantitativna mera različitih oblika kretanja materije. Kako postoje različite forme kretanja u prirodi, tako postoje i različite vrste energije: mehanička, hemijska, električna i dr. Najjednostavniji oblik kretanja materije je mehanički. Mehaničkim kretanjem se naziva promena položaja posmatranog tela u odnosu na koordinatni sistem vezan za neko referentno telo. Telo poseduje mehaničku energiju ili usled kretanja ili zbog svog položaja u polju neke potencijalne sile. Tako sva tela podignuta na neku visinu imaju gravitacionu potencijalnu energiju, a sva tela koja se kreću kinetičku energiju.

Pored makroskopske kinetičke i potencijalne energije, svako telo poseduje i unutrašnju energiju koja predstavlja zbir kinetičke i potencijalne energije molekula i atoma. Do povećanja unutrašnje kinetičke energije dolazi usled bržeg molekularnog kretanja, dok je promena potencijalne energije molekula prouzrokovana promenama njihovih relativnih položaja.

Temperatura predstavlja meru unutrašnje kinetičke energije i određena je prosečnom brzinom molekula. Temperatura je kvalitativna veličina koja opisuje stepen zagrejanosti nekog tela i ne zavisi od njegove mase, dok je toplota kvantitativna veličina i zavisi od mase tela. **Toplota** predstavlja meru predate unutrašnje energije, koja se prenosi sa jednog tela na drugo kada postoji razlika u njihovim temperaturama. Jedinica za toplotu u SI sistemu je kao i za energiju džul ($1\text{ J} = 1\text{ Nm} = 1\text{ kg m}^2\text{s}^{-2}$). Međutim, toplota kao i mehanički rad, ne predstavlja neki novi vid energije. Toplota i rad su kvantitativne mere predate energije pri nekom fizičkom procesu i izražavaju dva načina tog predavanja: mikrofizički i makrofizički.

Toplota dovedena nekom telu se troši na povećanje unutrašnje energije i vršenje rada (prvi princip termodinamike). Promena unutrašnje energije može da prouzrokuje promenu unutrašnje kinetičke energije tj. promenu temperature tela ili promenu unutrašnje potencijalne energije tj. promenu unutrašnje strukture. Promena unutrašnje strukture supstance manifestuje se promenom faze (agregatnog stanja). Toplota koja se oslobađa ili troši pri faznim prelazima naziva se **latentna¹ toplota**, a dovedena ili oduzeta toplota

¹ latentan (lat. latere) – skriven.



Slika 4.1 Energetski bilans sistema Zemlja-atmosfera (Ahrens, 2009)

koja uzrokuje promenu temperature tela naziva se **osetna toplota**.

I atmosfera ima unutrašnju energiju, koja predstavlja zbir kinetičke i potencijalne energije svih njenih molekula. Unutrašnja energija vazduha može da se promeni usled dovođenja ili odvođenja topline, ili pri promeni njegove zapremine vršenjem rada pod dejstvom sile pritiska. U atmosferi se toplota prenosi zračenjem, kondukcijom i konvekcijom.

Zračenje je, kao što je već rečeno u prethodnom poglavljiju, prenos energije elektromagnetskim talasima.

Kondukcija² (provodenje) je prenos topline molekularnim putem. To je efikasan način transporta topline u čvrstim telima, manje efikasan u tečnostima, a najmanje efikasan u gasovima. U atmosferi kondukcijom se od podloge zagreva samo prvih nekoliko centimetara vazduha.

² kondukcija (lat. *conducio* – voditi) – u fizici provodenje, prostiranje od sloja do sloja, od delića do delića.

Konvekcija je prenos topline premeštanjem delova fluida³. U meteorologiji se pod konvekcijom obično podrazumeva kretanje vazduha u vertikalnom pravcu, dok se horizontalno kretanje vazduha naziva **advekcija**.⁴ Vertikalna konvektivna strujanja mogu nastati iz termičkih i mehaničkih razloga. Zagrevanje podloge i vazduha iznad dovodi do uzdizanja toplog vazduha pod dejstvom sile potiska i pojava **termičke** ili tzv. **slobodne konvekcije**. Hrapavost podloge, uzdizanje vazduha uz orografske prepreke ili toplog vazduha uz klin hladnog vazduha i sl., uzrok su pojave **mehaničke** ili tzv. **prisilne konvekcije**. Konvekcijom se u atmosferi transportuje i osetna i latentna toplota. Osetna toplota se predaje mešanjem toplijeg vazduha, koji se uzdije, sa hladnjim vazduhom na visini, a latentna toplota se oslobađa u procesima kondenzacije i depozicije vodene pare.

³ fluid (lat. *fluidum* – tečnost) – u fizici tečnost ili gas.

⁴ advekcija (lat. *ad* – ka + *vehere* – nositi) – označava horizontalno kretanje.

4.2 Energetski bilans sistema Zemlja-atmosfera

Bez obzira što se srednje temperature različitih mesta na Zemljinoj površini menjaju iz godine u godinu, srednja godišnja temperatura koja se odnosi na celu Zemlju vrlo malo varira. To znači da sistem Zemlja-atmosfera odaje u vaskonski prostor isto onoliko energije koliko i prima sa Sunca. Ista vrsta energetske ravnoteže postoji i između atmosfere i Zemljine površine.

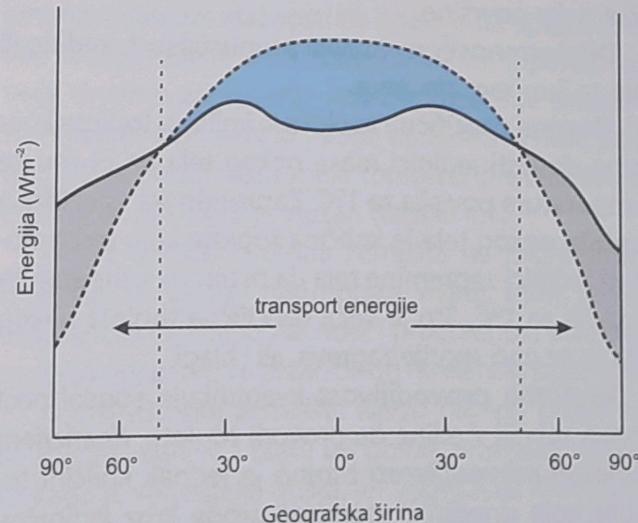
Komponente energetskog bilansa sistema Zemlja-atmosfera date su na slici 4.1. Brojne vrednosti različitih komponenata topotnog bilansa dobijene su na osnovu rezultata prizemnih merenja i satelitskih osmatranja i mogu se razlikovati za nekoliko procenata od autora do autora. Ako se uzme da sa Sunca stigne 100 jedinica energije na gornju granicu atmosfere, tada atmosfera, oblaci i Zemlja reflektuju 30 jedinica, 19 jedinica apsorbuju atmosfera i oblaci, dok površina Zemlje apsorbuje 51 jedinicu. Ali to nije sva energija koja dospe na Zemljinu površinu. Kontrazračenjem atmosfere stigne još 96 jedinica na Zemljinu površinu, što čini ukupno 147 jedinica. Apsorbovana energija se raspodeli na sledeći način: Zemljina površina preda atmosferi 23 jedinice energije u obliku latentne toplotne, 7 jedinica u obliku osetne toplotne, a 117 jedinica dugotalasnim zračenjem. To zajedno čini 147 jedinica, upravo onoliko koliko Zemlja i dobije apsorcijom zračenja Sunca i atmosfere.

Od 117 jedinica koje Zemljina površina izrači, samo 6 prolazi kroz atmosferu i odlazi u vaskonski prostor, dok ostatak apsorbuje atmosfera. Atmosfera dobija ukupno 160 jedinica energije – 19 sa Sunca i 141 jedinicu sa Zemlje (117 dugotalasnim zračenjem, a 30 transportom latentne i osetne toplotne). Svu energiju koju dobije, atmosfera i izgubi dugotalasnim zračenjem (96 jedinica na dole i 64 na gore). Zemlja predaje latentnu toplotu atmosferi na sledeći način: pri isparavanju vode sa Zemljine površine se troši toplota (oduzima od Zemljine površine); ta toplota se ugrađuje u međumolekularne veze (povećava se unutrašnja potencijalna energija molekula vode tj. vodene pare); kada se kasnije vodena para kondenzuje u atmosferi, toplota utrošena na isparavanje se oslobađa i zagreva vazduh. Osetnu toplotu Zemljina površina preda-

je molekularnim putem (kondukcijom) tankom sloju vazduha koji se nalazi u neposrednom kontaktu sa podlogom. Pošto je kondukcija veoma spor i neefikasan način transporta toplote u fluidima, dalji prenos osetne topline u atmosferi se vrši uglavnom konvekcijom (uzdizanjem toplog vazduha).

Sistem Zemlja-atmosfera dakle, vrati svih 100 jedinica energije koju dobije od Sunca nazad u svemir, 30 jedinica refleksijom, a 70 jedinica dugotalasnim zračenjem (64 jedinica izrači atmosfera, a 6 Zemljina površina).

Ovakav balans energije važi za Zemlju kao celinu. Zbog sfernog oblika Zemljine površine i nagnutosti Zemljine ose priliv i gubitak energije nisu jednaki na svim geografskim širinama. Na slici 4.2 prikazana je srednja godišnja vrednost apsorbovanog kratkotalsnog i emitovanog dugotalasnog zračenja od strane Zemlje i atmosfere u zavisnosti od geografske širine. Manje geografske širine dobijaju više energije nego što gube, dok je na većim geografskim širinama gubitak energije veći od priliva. Jedino u umerenim širinama, na oko 37° severne i južne geografske širine postoji energetska ravnoteža.



Slika 4.2 Geografska raspodela godišnje sume kratkotalsnog (isprekidana linija) i dugotalasnog zračenja (puna linija)

Na osnovu ovakve raspodele energije na Zemljinoj kugli moglo bi da se zaključi da će vremenom polarni regioni biti sve hladniji i hladniji, a tropske

oblasti sve toplije i toplije. Međutim, to se ne dešava, zbog toga što vazdušne i okeanske struje transportuju topao vazduh i vodu prema polovima, a hladan vazduh i vodu od polova ka ekvatoru. Jedna trećina transporta toplotne obavlja se okeanskim strujama, a dve trećine vazdušnim strujanjima, od čega jednu trećinu čini transport osetne toplotne, a jednu trećinu transport latentne toplotne. Vazdušnim strujanjima transportuje se topao vazduh ka polovima, ali i vodenim para, čijom se kondenzacijom na većim geografskim širinama oslobođa latentna toplota utrošena u procesu isparavanja vode u ekvatorijalnom pojasu. Preostala trećina transporta toplotne od ekvatora ka polu obavlja se morskim strujama.

4.3 Toplotne karakteristike Zemlje površine i atmosfere

Najvažnija svojstva koja određuju način zagrevanja i hlađenja nekog tela ili sredine su: albedo, dijatermnost, specifična toplota, toplotna provodljivost i toplotna difuznost.

Albedo, kao što je već rečeno, određuje refleksivnost neke površine.

Dijatermnost predstavlja propustljivost sredine ili tela za Sunčevu zračenje.

Masena specifična toplota je količina toplotne koju treba dovesti jedinici mase nekog tela da bi mu se temperatura povišila za 1°C . **Zapreminska specifična toplota** nekog tela je količina toplotne koju treba dovesti jedinici zapremine tela da bi mu se temperatura povišila za 1°C . Što je veća specifična toplota nekog tela to se ono sporije zagreva, ali i hlađi.

Toplotna provodljivost kvantificuje sposobnost nekog tela ili sredine da provodi toplotu. **Koefficijent toplotne provodljivosti** brojno je jednak količini toplotne koja u jedinici vremena prođe kroz jedinicu površinu pri temperaturnom gradijentu 1°C m^{-1} . Što je veći koefficijent toplotne provodljivosti, to je prenos toplotne molekularnim putem brži, a to znači da se toplota raspoređuje na veću zapreminu u jedinici vremena. Najveću toplotnu provodljivost imaju metali, a najmanju gasovi.

Koefficijent toplotne difuznosti definiše se kao koeficijent toplotne provodljivosti i zapremljivosti.

ske specifične toplotne. **Toplotna difuznost** se može shvatiti kao mera vremena tj. brzina kojom se temperaturne promene prenose kroz neku sredinu, pa ovu veličinu poneko zove i temperaturna provodljivost, mada sa fizičkog stanovišta taj naziv nije ispravan, jer se ne može prenositi temperatura već samo toplotu. Ako neko telo ili sredina dobro (loše) provodi toplotu, to ne znači automatski da se i promene temperature brzo (sporo) prenose, jer to zavisi i od specifične toplotne tog tela ili sredine.

Zemljina površina nije uniformna već se sastoji od kopna, vode i leda. Njeno zagrevanje i hlađenje, kao i razmena toplotne između površine Zemlje i atmosfere zavise od vrste podloge i njenih trenutnih svojstava. U tabeli 4.1 date su toplotne karakteristike različitih tipova zemljišta, vode i vazduha.

Kopno i voda se značajno razlikuju po svojim toplotnim karakteristikama:

- voda ima manji albedo od kopna pri visokim položajima Sunca;
- voda je dijatermna za razliku od zemljišta koje ne propušta Sunčevu zračenje u dublje slojeve;
- voda ima mnogo veću specifičnu toplotu od tla, tako da je potrebno dovesti oko tri puta više toplotne vode nego tlu da bi se jednake mase vode i zemljišta zagrejale za 1°C ;
- zemljište ne menja agregatna stanja, što ne važi i za vodu (ovo je veoma bitna osobina, jer pri faznim prelazima dolazi do trošenja ili oslobođanja toplotne);
- delići zemljišta su nepokretni, pa se u njemu toplota ne može prenositi mešanjem kao u vodi.

Vazduh je dijaterman, ima malu specifičnu toplotu i mali koeficijent toplotne provodljivosti. Međutim, zbog male specifične toplotne, toplotna difuznost vazduha je velika, znatno veća od toplotne difuznosti zemljišta i vode. Delići vazduha su pokretni, pa se toplota može prenositi i mešanjem, što je daleko efikasniji način prenošenja toplotne od molekularnog.

4.4 Zagrevanje i hlađenje kopna

Kopno se brzo zagreva i brzo hlađi zbog male specifične toplotne. Pošto tlo nije homogeno, već se sastoji od čvrste, tečne (voda) i gasovite (vazduh)

Tabela 4.1 Toplotne karakteristike različitih vrsta podlage i vazduha (Oke, 1983)

		Gustina (kg m ⁻³ × 10 ³)	Težinska spec. toplota (J kg ⁻¹ K ⁻¹ × 10 ³)	Zapreminska spec. toplota (J m ⁻³ K ⁻¹ × 10 ⁶)	Koef. toplotne provodljivosti (W m ⁻¹ K ⁻¹)	Koef. toplotne difuznosti (m ² s ⁻¹)
Zemljište						
peskovito (poroznost 40%)	suvо	1,60	0,80	1,28	0,30	0,24
	vlažno	2,00	1,48	2,96	2,20	0,74
glinovito (poroznost 40%)	suvо	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18
	vlažno	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51
treset (poroznost 80%)	suvо	0,30	1,92	0,58	0,06	0,10
	vlažno	1,10	3,65	4,02	0,50	0,12
Sneg	svež	0,10	2,09	0,21	0,08	0,10
	stari	0,48	2,09	0,84	0,42	0,40
Voda	(t=4°C)	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14
Vazduh	(t=10°C)	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50

faze, mnogo je pogodnije koristiti zapreminsку specifičnu toplotu kao toplotnu karakteristiku svih njegovih delova sa različitim težinskim specifičnim toplotama (tabela 4.1). Na toplotne karakteristike zemljišta, odnosno koliko će se brzo zagrevati i hladiti kako površinski, tako i dubinski slojevi, utiču njegove fizičke osobine, u prvom redu albedo, mehanički sastav i vlažnost.

Tamna zemljišta imaju manji albedo od svetlih, pa se više zagrevaju apsorpcijom Sunčevog zračenja. Mehanički sastav i struktura zemljišta određuju poroznost tj. sadržaj mineralnog dela i mogući sadržaj vazduha i vode, a time i toplotne osobine zemljišta. Specifična toplota i toplotna provodljivost tla zavise u velikoj meri od vlažnosti zemljišta. Specifična toplota se povećava sa povećanjem vlažnosti zemljišta, a smanjuje sa smanjivanjem vlažnosti, odnosno povećavanjem količine vazduha u zemljištu koji ima manju specifičnu toplotu od vode. Zbog toga se vlažno zemljište sporije zagreva i hlađi od suvog. Ali voda je mnogo bolji provodnik toplote od vazduha, pa zato vlažno zemljište bolje provodi toplotu od suvog (tabela 4.1). Pri povećanju vlažnosti zemljišta od 10% koeficijent toplotne provodljivosti se poveća i

deset puta. Sa povećanjem vlažnosti zemljišta koeficijent toplotne difuznosti prvo naglo raste zbog povećanja koeficijenta toplotne provodljivosti, a daljim povećanjem vlažnosti tla počinje da opada zbog sve većeg porasta vrednosti specifične topline. Najveće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje površine zemljišta je kod treseta⁵, koga karakterišu mali albedo, velika poroznost i mala toplotna provodljivost i difuznost, čak i kad je vlažan (tabela 4.1).

Pored fizičkih osobina zemljišta na zagrevanje i hlađenje tla utiču i nadmorska visina, oblik reljefa, ekspozicija terena, oblačnost i prozračnost atmosfere, kao i prisustvo vegetacionog i snežnog pokrivača.

Površinski sloj zemljišta ispod biljnog pokrivača se manje zagreva i hlađi od golog zemljišta, naročito kada je vegetacija gusta, jer vegetacija reflektuje i apsorbuje Sunčeve zračenje (gusta šuma zadržava i do 90% Sunčevog zračenja). Biljni pokrivač umanjuje i efektivno izračivanje tla, jer apsorbuje i reflektuje dugotalsno zračenje Zemljine površine.

⁵ treset – vrsta zemljišta koja nastaje taloženjem delimično raspadnutih biljnih ostataka u vlažnim oblastima umerenog klimatskog pojasa.

Snežni pokrivač znatno usporava zagrevanje i hlađenje površinskog sloja zemljišta. Sneg ima veliki albedo u kratkotalasnom, a veliku moć izračivanja i apsorpcije u dugotalasnom delu spektra. Snežni pokrivač, naročito ako je svež i rastresit, reflektuje veći deo Sunčevog kratkotalasnog zračenja, a preostali deo prodire kroz sneg i to na znatno veće dubine nego što se to dešava sa dugotalasnim zračenjem. Usled velike apsorptivnosti snega u infracrvenom delu spektra, gubitak toplote usled izračivanja dešava se samo u tankom površinskom sloju snega. Zbog ovakvog bilansa zračenja u snežnom pokrivaču, maksimum temperature se ne javlja na samoj površini snega, već neposredno ispod. Kada sneg počinje da se topi, proces je najintenzivniji baš na dubini maksimalne temperature, pa zato sneg koji, kako se u narodu kaže „kopni“, ima šupljikavu gornju površinu.

Zbog čega se javljaju udubljenja u snegu oko drveća?

Debla drveća, koja imaju znatno manji albedo od snega, usled apsorpcije kratkotalasnog Sunčevog zračenja zagrevaju se i zrače u dugotalasnom infracrvenom delu spektra. Okolni sneg apsorbuje to zračenje i dolazi dotopljenja snega i obrazovanja udolina oko drveća. Takođe i objekti koji se nalaze u snegu (npr. kamenje, grančice i sl.) stvaraju udubljenja koja imaju njihov oblik, jer apsorbuju Sunčeve zračenje koje dospeva na tu dubinu, zagrevaju se i tope okolni sneg.

Da li sneg može da se topi „odozdo“?

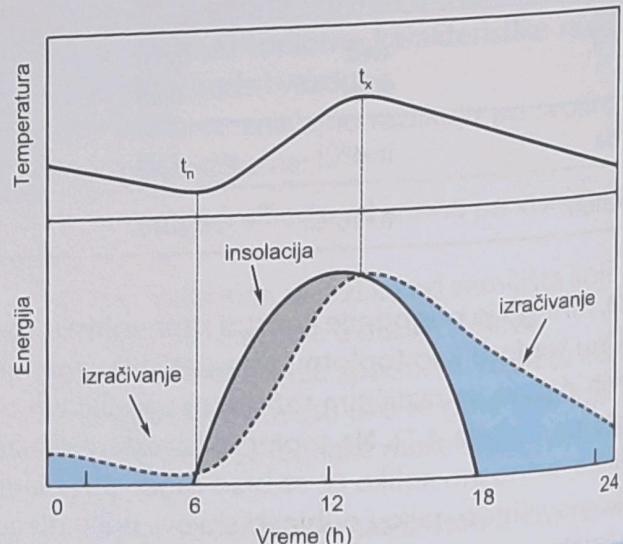
Da. Ako je snežni pokrivač tanji od 15 cm može doći do znatnog zagrevanja zemljišta apsorpcijom, kroz snežni pokrivač propuštenog, Sunčevog zračenja i topljenja snega „odozdo“.

Zbog slabe toplotne provodljivosti i difuznosti, koje se povećavaju sa povećanjem gustine snega, snežni pokrivač sprečava gubitak toplote iz zemljišta pri niskim temperaturama vazduha. U odsustvu snežnog pokrivača toplota se prenosi na višeleteći sloj vazduha, pa je zbog toga temperatura zemljišta pod snegom viša od temperature zemljišta bez snega. Kada je vreme toplo, površinska temperatura tla

pod snežnim pokrivačem je oko 0°C , bez obzira kolika je temperatura vazduha, jer se sva primljena toplota troši na topljene snega.

4.4.1 Dnevni hod temperature površine kopna

Temperatura površine kopna zavisi od brojnih faktora, ali rast i pad temperature i vreme dostizanja maksimalnih i minimalnih vrednosti zavisi gotovo isključivo od bilansa zračenja, tj. od razlike vrednosti insolacije i efektivnog izračivanja Zemljine površine.



Slika 4.3 Godišnji tok temperature tla i bilansa zračenja

Na slici 4.3 je prikazana veza između bilansa zračenja i dnevnog hoda temperature tla. Temperatura tla raste kada je bilans zračenja pozitivan, odnosno kada je insolacija veća od izračivanja. To se dešava od trenutka izlaska Sunca, pa sve do 13 sati po lokalnom vremenu, kada temperatura tla dostiže svoj dnevni maksimum. Maksimum insolacije je u podne po lokalnom vremenu kada Sunce dostiže najviši položaj, a maksimum izračivanja je kada je temperatura tla najviša. Između 12 i 13 sati po lokalnom vremenu temperatura tla i dalje raste, iako vrednost insolacije opada, jer je u tom periodu insolacija još uvek veća od izračivanja. Maksimalna vrednost temperature tla (t_x na slici 4.3) se postiže oko 13 sati po lokalnom vremenu, u trenutku kada se izjednači priliv energije

sa Sunca i gubitak energije usled zračenja tla. Od tog trenutka, pa do izlaska Sunca sledećeg dana, bilans zračenja je negativan. Izračivanje je veće od insolacije (tokom noći vrednost insolacije je jednaka nuli), pa temperatura tla opada sve do ranih jutarnjih časova kada dnevna temperatura dostiže minimalnu vrednost (t_n na slici 4.3). Najčešće i po izlasku Sunca izračivanje bude veće od insolancije neko vreme (obično oko pola sata), pa temperatura i dalje opada sve dok se ne izjednače gubitak i priliv energije.

Vrednosti maksimalnih i minimalnih dnevnih vrednosti temperature površine kopna, kao i dnevna amplituda temperature kopna (razlika između najviše i najniže temperature u toku dana), zavise od:

- geografske širine,
- godišnjeg doba,
- nadmorske visine i eksponicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Dnevno kolebanje temperature na površini kopna smanjuje se od ekvatora ka polovima. Na manjim geografskim širinama je veće zagrevanje tla tokom dana (zbog višeg položaja Sunca), a preko noći veće hlađenje (zbog viših temperatura tla), pa su i dnevne amplitude temperature površine kopna veće nego na većim geografskim širinama.

Dnevne amplitude temperature kopna su veće leti nego zimi, zbog višeg položaja Sunca i dužeg trajanja insolacionog perioda tokom leta.

Sa porastom nadmorske visine raste dnevna amplituda temperature tla, zbog veće prozračnosti vazduha na većim nadmorskim visinama. Na južnim padinama je veće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje zbog većeg priliva Sunčeve energije, pa je i dnevno kolebanje temperature tla veće nego na severnim padinama. Zapadne i istočne padine imaju veću dnevnu amplitudu temperature od severnih padina, a manju od južnih. Dnevno kolebanje temperature tla je veće na zapadnim padinama nego na istočnim, jer se zapadne strane više zagreju tokom dana od istočnih, koje najviše Sunčeve energije primaju u jutarnjim časovima pri nižim temperaturama.

Dnevne amplitude temperature kopna najveće su na površini zemljija koja imaju veliku apsorpciju moć u kratkotalasnom i veliku emisiju moć u

dugotalasnom delu spektra. Zbog manjeg albeda tama zemljija se više zagrevaju i hlađe nego svetla. Kod zemljija koja imaju veću toplotnu provodljivost i veću specifičnu toplotu manje su dnevne amplitude temperature površinskog sloja. Dnevno kolebanje temperature je manje kod vlažnih nego kod suvih zemljija, kako zbog navedenih toplotnih karakteristika, tako i zbog utroška toplote na isparavanje vode tokom dana i oslobađanja toplote zbog kondenzacije i deponovanja vodene pare tokom noći. Zemljija koje je prekriveno biljnim ili snežnim pokrivačem manje se zagreva tokom dana i manje hlađi tokom noći, pa su i dnevne amplitude temperature manje nego na površini golog zemljija.

Zbog smanjenja prozračnosti atmosfere, naročito u uslovima povećane oblačnosti, dnevna amplituda temperature tla se smanjuje, jer je manji priliv Sunčevog zračenja u toku dana, a manje efektivno izračivanje Zemljine površine u toku noći.

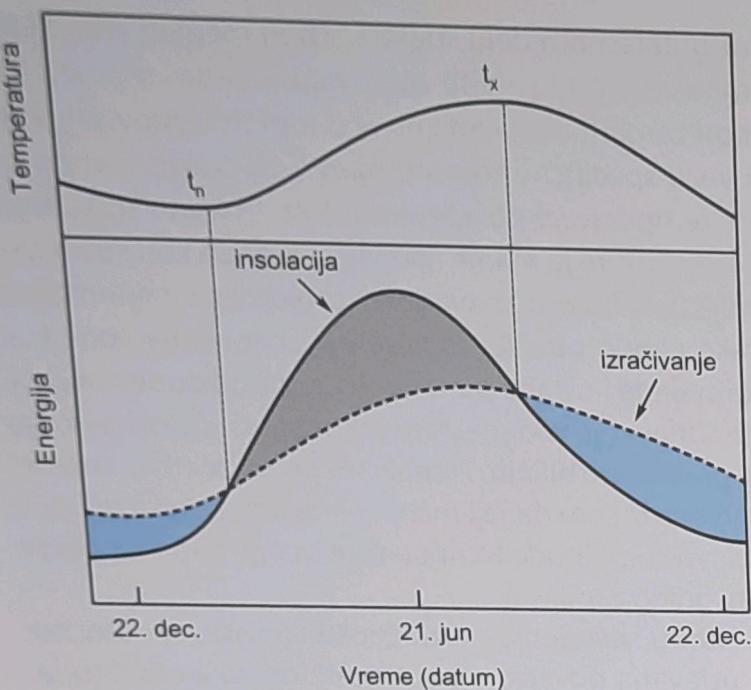
4.4.2 Godišnji hod temperature površine kopna

Godišnji, kao i dnevni hod temperature površine kopna, zavisi od bilansa zračenja (slika 4.4). U umerenim širinama severne polulopte maksimum temperature površine kopna se javlja u julu, u proseku pet nedelja posle letnjeg solsticijuma. Maksimum temperature (t_x na slici 4.4), kao i kod dnevnog hoda temperature kopna, nastaje u trenutku kada se izjednači priliv i gubitak energije. Tada posle perioda pozitivnog, započinje period negativnog bilansa zračenja. Godišnji minimum temperature površine kopna (t_n na slici 4.4) javlja se u januaru, u proseku tri nedelje posle zimskog solsticijuma.

Godišnja amplituda temperature površine kopna (razlika između srednjih mesečnih temperatura najtopljenog i najhladnjeg meseca u godini) zavisi od:

- geografske širine,
- nadmorske visine i eksponicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Godišnja amplituda temperature površine kopna povećava se sa porastom geografske širine, zbog ve-



Slika 4.4 Dnevni tok temperature tla i bilansa zračenja

čih razlika u prilivu Sunčeve energije u topljem i hladnjem delu godine.

Sa porastom nadmorske visine, godišnje kolebanje temperature kopna se povećava. Na južnim padinama godišnja amplituda temperature je veća nego na severnim.

Godišnja, kao i dnevna amplituda temperature površine kopna, veća je kod tamnih nego kod svetlih zemljišta. Godišnje kolebanje temperature vlažnog

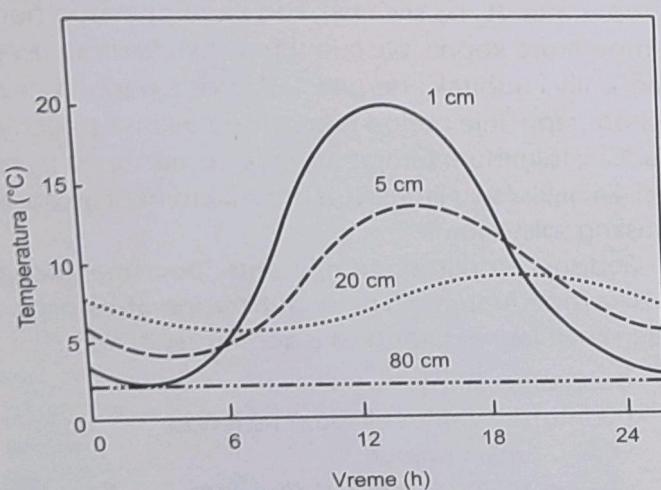
zemljišta je manje od godišnjeg kolebanja temperature suvog zemljišta. Najveće promene temperature tokom godine su na površini golog zemljišta. Na površini zemljišta pod biljnim ili snežnim pokrivačem godišnja amplituda temperature je znatno manja i zavisi od vrste i gustine vegetacije, odnosno deblijine i gustine snežnog pokrivača.

Smanjena prozračnost atmosfere i veća oblačnost u toku godine smanjuju godišnju amplitudu temperature površine kopna.

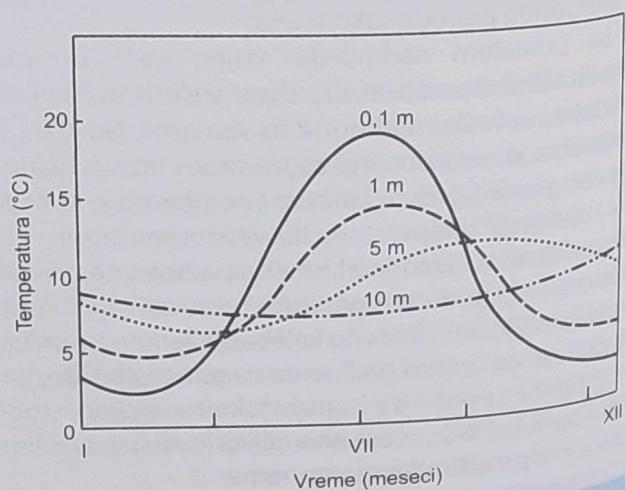
4.4.3 Promena temperature zemljišta sa dubinom

Kondukcija je dominantni mehanizam kojim se transportuje toplota u zemljištu. Dnevno i godišnje kolebanje temperature tla je najveće na površini zemljišta i smanjuje se sa dubinom. Veličina amplitude i dubina do koje se oseti kolebanje temperature zavise od tipa i vlažnosti zemljišta, kao i od intenziteta Sunčevog zračenja i geografske širine lokacije. Temperaturne promene u dubini tla se najviše osete kod zemljišta sa velikim koeficijentom toplotne difuznosti, kao što su vlažna peskovita i glinovita zemljišta (tabela 4.1).

Promene temperature tla sa dubinom u toku dana prikazane su na slici 4.5, a u toku godine na slici 4.6. Dnevno kolebanje temperature tla oseti se prosečno



Slika 4.5 Promena temperature zemljišta sa dubinom u toku dana (Oke, 1983)



Slika 4.6 Promena temperature zemljišta sa dubinom u toku godine (Oke, 1983)

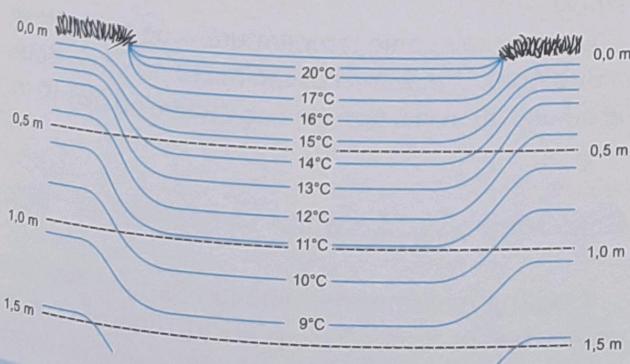
u sloju zemljišta debljine od 25 do 100 cm. Kašnjenje dnevnih maksimalnih i minimalnih temperatura iznosi u proseku 2 do 3 sata na svakih 10 cm dubine.

Godišnje kolebanje temperature tla oseti se u sloju zemljišta debljine od 8 do 30 m. U polarnim krajevima taj sloj je najdeblji, u tropima najtanji, a u umerenim širinama iznosi od 15 do 20 m. Godišnje maksimalne i minimalne temperature tla kasne u proseku 20 do 30 dana na svaki metar dubine. Tako u površinskom sloju zemljišta od 10 cm dubine maksimum temperature se javlja u julu, a na dubini od 10 m u decembru (slika 4.6).

Da li voda iz bunara može biti hladnija leti nego zimi?

Da, pošto su temperature zemljišta na većim dubinama niže u toku leta nego u toku zime (slika 4.6).

Prekrivenost tla vegetacijom ili snegom osetno smanjuje dnevno i godišnje kolebanje temperature zemljišta sa dubinom (slike 4.7 i 4.8). Temperatura površine golog zemljišta je zimi oko 10°C niža od temperature tla prekrivenog snežnim pokrivačem, dok je leti temperatura površine golog zemljišta viša za oko 5°C od temperature tla pod vegetacijom. Sa dubinom, razlika u temperaturi prekrivenog i golog zemljišta se smanjuje i na dubini od 0,5 m iznosi oko 5°C zimi, a leti oko 3°C .



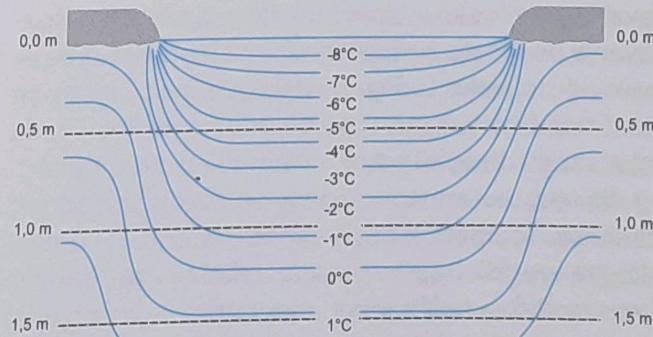
Slika 4.7 Promena temperature zemljišta sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod biljnog pokrivača u junu (Milosavljević, 1983)

4.5 Zagrevanje i hlađenje vode

Voda se, zbog svojih topotnih i fizičkih osobina, sporo zagreva i sporo hlađi. U periodima pozitivnog energetskog bilansa tokom dana i toplijeg dela godine, vodene mase skladište toplotu, koju sporo gube tokom noći i hladnijeg dela godine. Dnevne i godišnje promene temperature površine vode znatno su manje od temperaturnih promena površine kopna, dok su dnevna i godišnja kolebanja temperature u dubljim slojevima veća u vodi nego u tlu. Ove osobine odlikuju velike vodene mase (okeane, mora i velika jezera), dok manje vodene mase imaju manju toplotnu inerciju i izraženiji granični efekat, tj. uticaj okolnih kopnenih površina.

Voda poseduje niz izuzetnih, anomalnih osobina, koje je izdvajaju od svih poznatih supstanci u prirodi. Ona ima najveću poznatu specifičnu toplotu. Toplotni kapacitet sloja okeana debljine 3 m približno je jednak toplotnom kapacitetu cele atmosfere. Voda se može naći u sva tri agregatna stanja (čvrstom, tečnom i gasovitom) na temperaturama koje postoje u prirodnim uslovima, a pri faznim prelazima vode se troše i oslobođaju velike količine toplote. Gustina vode se smanjuje pri prelasku u čvrsto stanje, što je takođe anomalna osobina. Čista voda je najgušća na temperaturi od 4°C .

Morska voda ima nešto izmenjene fizičke i hemijske osobine u odnosu na čistu vodu. Morska voda sadrži izvesnu količinu soli, najviše kuhinjske (natrijum-hlorida) i to u proseku 3,5%. Prisustvo soli utiče



Slika 4.8 Promena temperature zemljišta sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod snežnog pokrivača u februaru (Milosavljević, 1983)

na gustinu i tačku mržnjenja vode. Pri prosečnom sadržaju soli, morska voda je najgušća na temperaturi od $-3,5^{\circ}\text{C}$, a pri manjim sadržajima soli, voda je najgušća na nešto višim temperaturama. Tačka mržnjenja morske vode pri prosečnom sadržaju soli iznosi $-1,9^{\circ}\text{C}$. Ako morska voda sadrži više od 2,47% soli, što je najčešći slučaj, ona se zamrzava pre nego što postaje najgušća, što određuje način zagrevanja i hlađenja morske vode i njeno zamrzavanje.

Albedo vodenih površina nije konstantan, već zavisi od ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci (tabela 3.3), kao i od ustalasanosti vodene površine. Voda je dijatermna – propušta Sunčevu zračenje u proseku do desetak metara dubine, a u čistim tropskim morima čak i do nekoliko stotina metara. Propustljivost vode za Sunčevu zračenje zavisi od hemijskog sastava, količine planktona i primesa u vodi.

Osim direktnim zagrevanjem zbog prodiranja Sunčevog zračenja, dublji slojevi vode se zagrevaju i usled vertikalnih kretanja, dok je doprinos kondukcije znatno manji. Do kretanja i mešanja vode dolazi zbog zagrevanja i hlađenja njene površine, zbog talasanja prouzrokovanih vjetrom, plimom i osekom, kao i pod uticajem morskih struja i rečnih tokova. Od svih nabrojanih, termički uslovljena konvektivna kretanja predstavljaju najznačajniji mehanizam prenošenja toplote u vodi.

4.5.1 Dnevni hod temperature vode

U toku dana površinski sloj vode se zagreva i isparava. U površinskom sloju morske vode se zbog isparavanja povećava koncentracija soli i ostalih primesa, pa ovaj sloj, iako topliji, postaje sve gušći, a samim tim i teži. Kao teži, on tone do dubine na kojoj voda ima istu gustinu, ali manji salinitet i nižu temperaturu. Na njegovo mesto uzdiže se voda koja je hladnija, ali lakša. Toplota se na ovaj način prenosi u dublje slojeve sve dok traje insolacija. U slatkoj vodi, dnevna kao i godišnja kolebanja temperature se osećaju na znatno manjim dubinama nego u slanoj, jer je vertikalno mešanje znatno manje u rekama i jezerima, koja sadrže mnogo manje primesa nego morska voda. Zagrevanjem gornji sloj slatke vode postaje topliji i kao lakši ostaje na površini. Hlađenje usled

isparavanja donekle destabilizuje površinski sloj i dovodi do izvesnog mešanja i u slatkoj vodi.

U toku noći, zbog negativnog bilansa toplote, površinski sloj i slatke i slane vode se hlađi izračivanjem i kao teži tone, a na njegovo mesto se iz dubine uzdiže toplija i lakša voda. Konvektivno kretanje vode zbog hlađenja površinskog sloja slatke vode prestaje kada se temperatura spusti ispod 4°C . Pošto se tada gustina vode smanjuje, hladna voda ostaje na površini, počinje intenzivno da se hlađi i na negativnim temperaturama dolazi do njenog mržnjenja. Prisustvo soli u vodi, koja menja njenu gustinu i tačku mržnjenja, sprečava u umerenim širinama zamrzavanje morske vode na temperaturama na kojima dolazi do obrazovanja leda na površinama jezera i reka. Kada temperatura morske vode na površini opada, ona tone, a na njeno mesto se uzdiže toplija voda iz dubine, sve dok se temperatura ne spusti do temperature na kojoj je morska voda najgušća, a to je za prosečni sadržaj soli $-3,5^{\circ}\text{C}$. Tek tada hladna morska voda ostaje na površini i daljim hlađenjem se zamrzava.

Temperatura površine vode dostiže maksimalnu vrednost u toku dana oko 15–16 sati po lokalnom vremenu, a minimum 2–3 sata nakon izlaska Sunca. Dnevna amplituda temperature površine vode je mala, znatno manja od dnevne amplitude površine kopna. Na površini mora i okeana iznosi oko 0,5 do 1°C u tropskom pojasu, a umerenim širinama je još manja i iznosi svega 0,1 do $0,2^{\circ}\text{C}$. Kolebanje temperature površine jezera i reka u toku dana je veće i iznosi oko 5°C .

Dnevno kolebanje temperature vode smanjuje se sa dubinom. U morima i okeanima se oseća do dubine od oko 30 m, a u jezerima do dubine od oko 10 m.

4.5.2 Godišnji hod temperature vode

Godišnji maksimum i minimum temperature površine vode se znatno kasnije dostižu nego na površini kopna. U umerenim širinama ekstremne vrednosti temperature površine vode se javljaju oko 2–3 meseca posle zimskog i letnjeg solsticija – minimum u februaru ili martu, a maksimum u avgustu, pa čak i u septembru.

Godišnja amplituda temperature okeanskih površina u tropima iznosi svega 2–3°C, a u umerenim širinama 5–8°C. Zatvorena mora karakteriše veće godišnje kolebanje temperature (npr. za Crno more ono iznosi i više od 20°C) i u proseku je jednako godišnjem kolebanju temperature na površini jezera koje iznosi od 15 do 20°C. Godišnja amplituda temperature površine Jadranskog mora je nešto veća od 10°C.

Godišnje kolebanje temperature vode se smanjuje sa dubinom. U jezerima i zatvorenim morima godišnje kolebanje temperature se oseti do 60–70 m, a u okeanima i do nekoliko stotina metara.

4.6 Zagrevanje i hlađenje vazduha

Zagrevanje vazduha vrši se apsorpcijom Sunčevog i Zemljinog zračenja, oslobađanjem latentne toplotne u procesu kondenzacije i razmenom osetne toplotne sa okolinom molekularnim putem (kondukcijom) i mešanjem (konvekcijom). Udeo svakog od ovih načina prenošenja toplotne u ukupnom zagrevanju vazduha može se proceniti iz bilansa energije u sistemu Zemlja–atmosfera (slika 4.1).

Pošto vazduh u velikoj meri propušta Sunčevu zračenje, glavni izvor toplotne za troposferski deo atmosfere je Zemljina površina. Uticaj podloge najviše se oseti u prizemnom sloju vazduha debljine od 100 do 3 000 m, koji se naziva **planetarni granični sloj** ili **granični sloj atmosfere**. Granični sloj atmosfere ima složenu strukturu. Najniži sloj, debljine nekoliko centimetara, koji se nalazi neposredno uz Zemljinu površinu, naziva se *laminarni⁶* ili *molekularni granični sloj*. U njemu se vertikalno prenošenje toplotne odvija isključivo kondukcijom i difuzijom. Iznad njega se nalazi **turbulentni⁷ površinski sloj** u kome je dominantni način prenošenja toplotne mehanička turbulencija malih razmara, koja nastaje usled hrapavosti podloge. Ovaj sloj karakteriše nagla promena temperature i brzine vetra.

⁶ laminarno strujanje (lat. *lamina* – ploča) – strujanje fluida u slojevima koji su međusobno paralelni, između kojih nema mešanja.

⁷ turbulentacija (lat. *turbulentus* – nemiran, uzburkan) – iregularna, poremećena strujanja fluida.

Njegova debljina može biti manja od jednog metra u uslovima slabog veta i jakog zagrevanja tla ili nekoliko desetina metara u uslovima jakog veta i slabog zagrevanja tla. Iznad turbulentnog površinskog sloja nalazi se **sloj mešanja** u kome je termička konvekcija dominantni način vertikalnog transporta toplotne. Pri slabom vetu dominiraju tzv. termalni – mehuri toplog vazduha, a pri jačem vetu cirkулacione rolne – cirkulaciona kretanja u vertikalnoj ravni. Termički uslovljena konvektivna kretanja predstavljaju veoma efikasan način prenošenja osetne i latentne toplotne, tako da su u ovom sloju promene meteoroloških elemenata veoma male u vertikalnom pravcu. Iznad planetarnog graničnog sloja, od sloja mešanja do tropopauze, toplota se prenosi u okviru atmosferskih poremećaja većih razmara i pri tzv. dubokoj kumulusnoj konvekciji koja se odvija u konvektivnim oblacima.

Zbog različitih radijacionih i toplotnih osobina vazduha i tla, temperatura vazduha je danju i leti niža, a noću i zimi viša od temperature tla. Iznad slatkovodnih površina vazduh se na sličan način hlađi i zagreva kao i iznad kopna, dok je zagrevanje i hlađenje vazduha iznad okeana i mora nešto drugačije. Usled povećanog sadržaja vodene pare i čestica soli, koje danju apsorbuju Sunčevu zračenje a noću gube toplotu izračivanjem, vazduh je iznad morskih površina danju topliji, a noću hladniji od površine vode.

4.6.1 Dnevni hod temperature vazduha

Kada se govori o temperaturi vazduha podrazumeva se da se radi o temperaturi vazduha na visini na kojoj se ona standardno meri u termometarskom zaklonu, a to je između 1,25 i 2 m po metodici propisanoj od strane Svetske meteorološke organizacije. Na meteorološkim stanicama u okviru osmatračke mreže Republičkog hidrometeorološkog zavoda Srbije temperatura se meri na visini od 2 m. Ukoliko se podaci odnose na temperaturu vazduha koja je osmotrena na nekoj drugoj visini, to se mora posebno naglasiti.

Pošto se kopnene i vodene površine različito zagrevaju i hlađe i dnevni tokovi temperature vazduha se razlikuju iznad kopna i vode.

■ DNEVNI HOD TEMPERATURE VAZDUHA IZNAD KOPNA

Pošto se vazduh u prvom redu zagreva od podloge, temperatura vazduha iznad kopna prati dnevni hod zagrevanja i hlađenja tla, s tim da se maksimum temperature dostiže 1 do 2 sata kasnije u odnosu na površinu zemljišta. Vreme dostizanja najviše temperature u toku dana zavisi u velikoj meri od intenziteta zagrevanja podloge. Ukoliko je zagrevanje podloge veće, maksimum temperature se javlja kasnije, jer je zbog pojačane termičke konvekcije transport zagrejanog vazduha u više slojeve veći. Zato se dnevni maksimum temperature prizemnog sloja vazduha leti javlja oko 15–16 časova, a zimi oko 13–14 časova po lokalnom vremenu. Dnevni minimum temperature vazduha se javlja oko izlaska Sunca.

Dnevna amplituda temperature vazduha zavisi od istih faktora kao i dnevna amplituda temperature kopna:

- geografske širine,
- godišnjeg doba,
- nadmorske visine, reljefa i ekspozicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Dnevna amplituda temperature vazduha smanjuje se sa porastom geografske širine, međutim najveće dnevno kolebanje temperature vazduha, kao uostalom i samih kopnenih površina, nije u ekvatorijalnim već u suptropskim oblastima. Lako je najveća visina Sunca iznad ekvatora, najveće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje je u suptropskim područjima zbog pretežno vedrog vremena tokom cele godine i peščano-kamenite podloge koja se brzo zagreva i hlađi.

Dnevna amplituda temperature vazduha je veća leti nego zimi, zbog jačeg dnevnog zagrevanja i noćnog hlađenja tla.

Sa porastom nadmorske visine dnevna amplituda temperature vazduha opada. Na vrhovima brda i planina je uticaj tla na temperaturu vazduha manji nego u dolinama, jer je dodirna površina vazduha sa tlom mala, a vetrovi su jači nego u dolinama, gde je kontaktna površina znatno veća i gde vazduh obično miruje. Takođe, u toku noći najviše se hlađe padine, sa kojih se hladniji i gušći vazduh sliva u doline, pa su i

zato dnevne amplitude temperature vazduha veće u dolinama i kotlinama nego na padinama i uzvišenjima. U uskim kotlinama i usecima, koje strme padine zaklanjavaju od Sunčevog zračenja, dnevno kolebanje temperature nije veliko za razliku od prostranih dolina okruženih blagim uzvišenjenjima. Dnevno kolebanje temperature vazduha je veće na južnim padinama nego na severnim.

Veće amplitude temperature vazduha javljaju se iznad podloga koje se više zagrevaju u toku dana. Zato je dnevno kolebanje temperature vazduha veće iznad tamnog nego svetlog zemljišta, suvog nego vlažnog zemljišta, zemljišta bez vegetacije nego zemljišta sa vegetacijom itd.

Kada je vreme oblačno i kada je smanjenja prozračnost atmosfere, dnevna amplituda temperature vazduha je mala, zbog smanjene insolacije tokom dana i smanjenog efektivnog izračivanja noću.

■ DNEVNI HOD TEMPERATURE VAZDUHA IZNAD VODE

Dnevni maksimum temperature vazduha iznad vode se javlja između 15 i 17 sati, dakle 1 do 2 sata kasnije nego iznad kopna. Minimalnu vrednost temperature vazduha u toku dana dostiže oko 2 sata ranije iznad vodenih nego iznad kopnenih površina.

Dnevno kolebanje temperature vazduha je znatno manje iznad vode nego iznad kopna. Zbog već opisane uloge vodene pare i čestica soli u vazduhu iznad okeana, dnevne amplitude temperature vazduha su nešto veće od dnevnih amplituda same površine okeana i iznose prosečno oko 2°C . Dnevno kolebanje temperature vazduha iznad površine jezera je znatno veće, a ako su ona mala i plitka tada i ne postoje neke znatnije razlike u odnosu na okolno zemljište.

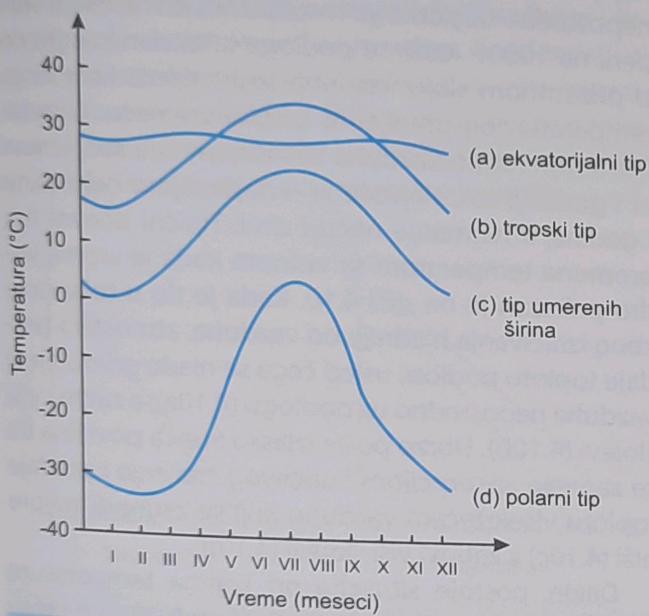
4.6.2 Godišnji hod temperature vazduha

Godišnji tok temperature vazduha tesno je povezan sa godišnjim hodom temperature podloge. Vreme dostizanja ekstremnih vrednosti i godišnja amplituda temperature vazduha zavisi od više faktora:

- geografske širine,
- kontinentalnosti,

- nadmorske visine,
- vrste i stanja podlage,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Godišnji tok temperature vazduha je u prvom redu uslovjen geografskom širinom, kontinentalnošću i nadmorskom visinom lokacije.



Slika 4.9 Godišnji tok temperature vazduha u zavisnosti od geografske širine

Postoje četiri osnovna tipa godišnjeg toka temperature vazduha određena geografskom širinom lokacije: ekvatorijalni tip, tropski tip, tip umerenih širina i polarni tip (slika 4.9). **Ekvatorijalni tip** (slika 4.9a) odlikuje mala godišnja amplituda temperature vazduha i postojanje dva maksimuma i dva minimuma. Maksimumi se javljaju posle proleće i jesenje ravnodnevice, najčešće u maju i oktobru, a minimumi posle letnjeg i zimskog solsticijuma, obično u januaru i julu. **Tropski tip** (slika 4.9b) ima jedan maksimum i jedan minimum temperature vazduha, koji se javljaju iza letnjeg i zimskog solsticijuma. Godišnje kolebanje temperature vazduha je relativno malo, ali veće nego u ekvatorijalnoj oblasti. U oblasti monsunskih vetrova godišnji tok temperature vazduha je izmenjen, minimumi se javljaju zimi i leti, a maksimumi na kraju prelaznih perioda. **Tip umerenih širina** (slika 4.9c) odlikuje takođe jedan maksimum i jedan minimum

temperature vazduha, koji se javljaju posle solsticijuma, u julu i januaru iznad kopna, a u avgustu i februaru iznad okeana. Godišnja amplituda temperature vazduha je velika i raste sa povećanjem geografske širine. Značajna karakteristika umerenog pojasa je i postojanje četiri godišnja doba, koja su najizraženija u središnjem delu pojasa. **Polarni tip** (slika 4.9d) karakteriše duga zima i kratko lato. Na severnoj polulopti maksimum temperature vazduha se javlja u avgustu, a minimum u martu. Godišnja amplituda temperaturu vazduha je veoma velika.

Vodene površine imaju veliki uticaj na godišnji tok temperature. Temperatura vazduha iznad samih okeanskih površina leti je viša, a zimi niža od temperature vode. Najniža temperatura vazduha javlja se mesec dana ranije nego na okeanskoj površini, a najviša približno u isto vreme. Srednje godišnje temperature površine okeana i vazduha iznad okeana bitno se ne razlikuju. Godišnje kolebanje temperature vazduha raste sa udaljenošću od mora i okeana. U umerenom pojusu godišnja amplituda temperature vazduha iznad okeana iznosi od 10 do 15°C, a iznad kopna od 20 do 40 °C, pa i više. Mesta koja se nalaze u blizini mora i okeana imaju daleko blaže zime od mesta koja se nalaze duboko u kopnu. Priobalne oblasti u umerenim širinama karakteriše i toplija jesen od proleća.

Sa porastom nadmorske visine godišnja amplituda temperature vazduha se smanjuje zbog smanjenog uticaja podlage. Na većoj visini leta su hladnija, a zime mogu biti i blaže zbog manje čestine temperaturnih inverzija.

Vrednosti godišnjih amplituda temperature vazduha zavise od radijacionih i toplotnih osobina podlage na isti način kao i vrednosti dnevних amplituda. Povećana oblačnost smanjuje godišnje amplitude temperature vazduha.

Opisani dnevni i godišnji tokovi temperature vazduha određeni su u prvom redu dnevnim i godišnjim kretanjem Sunca koje ima periodični karakter. Pored ovih tzv. periodskih promena temperature vazduha u toku dana i godine javljaju se i tzv. neperiodske promene, kao posledica prodora hladnih ili toplih vazdušnih masa do kojih dolazi usled poremećaja u atmosferskoj cirkulaciji. Pri prodorima vazdušnih masa, koje nose sa sobom toplotne i druge karakteristike izvođene oblasti, ne dolazi samo do pada ili

porasta temperature vazduha, već i do promene vremena javljanja maksimuma i minimuma i u dnevnom i u godišnjem toku. Neperiodske promene temperature vazduha i u toku dana i u toku godine najčešće su i najveće u umerenom pojasu zbog prodora hladnog vazduha iz polarnih krajeva ili toplog vazduha iz suptropskih oblasti. Na manjim geografskim širinama prodori vazdušnih masa iz drugih oblasti su znatno ređi, a time i neperiodske promene u dnevnim i godišnjim tokovima temperature vazduha.

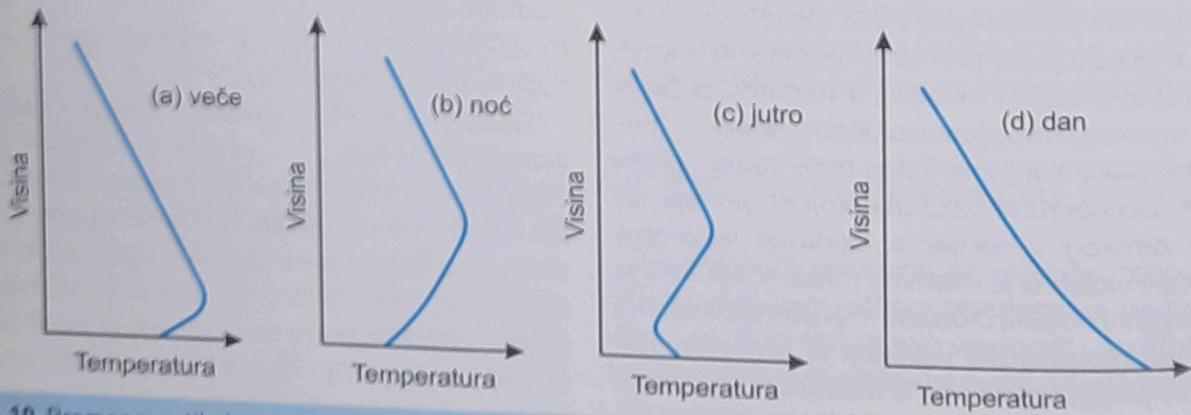
4.6.3 Promena temperature vazduha sa visinom u troposferi

U troposferi temperatura vazduha u proseku opada sa visinom i za to postoji nekoliko razloga, a osnovni je udaljavanje od glavnog izvora toplote – od Zemljine površine. Takođe, sa povećanjem visine raste emisiona a opada apsorpciona moć vazduha, u prvom redu zbog brzog smanjivanja sadržaja vodene pare sa visinom u atmosferi. Opadanju temperature sa visinom doprinosi i dinamičko zagrevanje i hlađenje vazduha do kojeg dolazi pri uzlaznim i silaznim kretanjima. Vazduh koji se uždiže dolazi u područje nižeg pritiska, usled čega se širi i hlađi, dok se pri spuštanju vazduh zagreva, jer dolazi u područje višeg pritiska, pa mu se smanjuje zapremina a povećava temperatura.

Prosečna vrednost vertikalnog gradijenta temperature vazduha iznosi $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ u slobodnoj atmosferi, a u planinskim predelima, zbog neposrednog

uticaja podloge, nešto je manja i iznosi $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Vertikalni gradijent temperature vazduha je veoma promenljiv i u prostoru i u vremenu. Promenljivost je velika, kako u vertikalnom tako i u horizontalnom pravcu. Vrednost vertikalnog gradijenta temperature vazduha zavisi od geografske širine, reljefa, vrste podloge, doba dana i godine. Najveća je u sloju vazduha neposredno uz podlogu i može iznositi i nekoliko stepeni na 100 m kada se podloga intenzivno zagreva. U prizemnom sloju vazduha su i najveća kolebanja temperaturnog gradijenta u toku vremena. Opadanje temperature vazduha sa visinom ima svoj dnevnji i godišnji tok: najveće je u najtoplijem delu dana i godine, a najmanje noću i zimi. Tipični dnevni tok promene temperature sa visinom kada je vreme vedro prikazan je na slici 4.10. Kada je tlo u toku noći zbog izračivanja hladnije od vazduha, atmosfera predaje toplotu podlozi, usled čega se hlađe prvo slojevi vazduha neposredno uz podlogu (4.10a), a zatim i viši slojevi (4.10b). Ubrzo posle izlaska Sunca površina tla se zagreva apsorpcijom Sunčevog zračenja i predaje toplotu višeletežem vazduhu koji se zagreva, najpre niži (4.10c) a zatim i viši slojevi (4.10d).

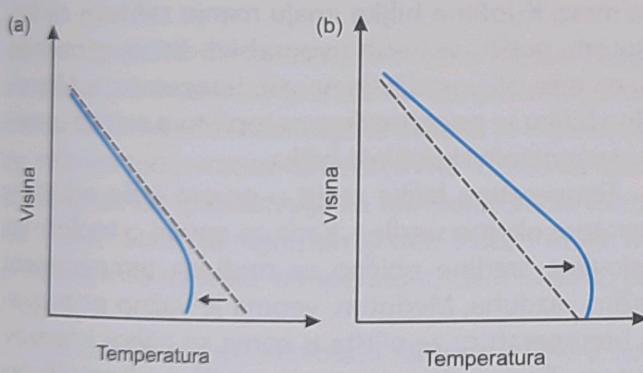
Dakle, postoje situacije pri kojima temperatura vazduha ne opada sa visinom, već raste ili se ne menjaju sa visinom. Povećanje temperature sa visinom se naziva **inverzija temperature**, a slučaj kada se temperatura ne menja sa visinom **izotermija**. Inverzije temperature nisu tako retka pojava, iako predstavljaju odstupanje od srednjeg toplotnog stanja atmosfere. Javljuju se gotovo svakodnevno i nisu isključivo vezane za određeno doba dana ili godine, ili za određeno



Slika 4.10 Promena vertikalnog profila temperature vazduha u toku dana

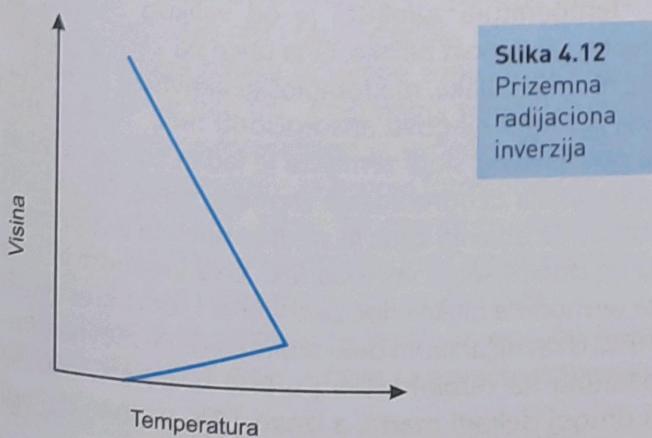
područje. Mogu se javiti pri različitim vremenskim uslovima i na različitim visinama u atmosferi. Ali ipak, postoje određeni meteorološki i drugi uslovi koji dovode do češćih pojava inverzija, povećanja njihovog intenziteta i debljine.

Inverzije mogu biti **prizemne** i **visinske** u zavisnosti od visine na kojoj se javljaju. Prema načinu nastanka dele se na: *inverzije koje nastaju usled hlađenja i inverzije koje nastaju usled zagrevanja*. Karakteristični vertikalni profili temperature za ove dve vrste inverzije prikazani su na slici 4.11. Prema uzrocima nastanka, inverzije se mogu podeliti na: radijacione, inverzije spuštanja vazdušnih masa i frontalne inverzije.



Slika 4.11 Inverzija nastala (a) hlađenjem i (b) zagrevanjem

Radijacione inverzije nastaju pri intenzivnom hlađenju vazduha usled izračivanja. Imaju debljinu od nekoliko metara do nekoliko stotina metara. Prizemne radijacione inverzije nastaju radijacionim hlađenjem tla i prizemnog sloja vazduha tokom vedrih noći bez vетра ili sa slabim vетrom (slika 4.12). Visinske radijacione inverzije obično se formiraju na gornjoj



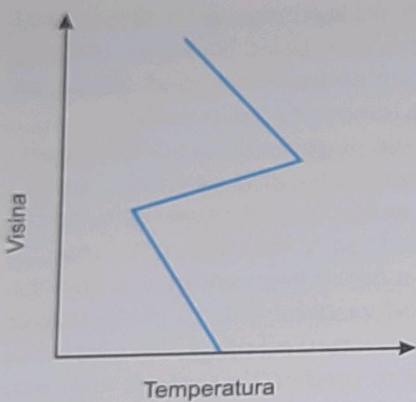
Slika 4.12
Prizemna
radijaciona
inverzija

površini slojevitih oblaka koji imaju veliki albedo i koji reflektuju Sunčevu zračenje. Usled hlađenja oblačnog sloja, hlađi se i vazduh neposredno iznad oblaka, pa dolazi do formiranja temperaturne inverzije.

Tzv. noćne inverzije su gotovo svakodnevna pojava. Već u popodnevnim časovima površina Zemlje i vazduh iznad gube radijacijom više energije nego što primaju, pa počinju da se hlađe (slika 4.3). Pošto tlo ima veću emisionu moć u infracrvenom delu spektra, ono se brže hlađe od vazduha i ubrzo posle zalaska Sunca ima nižu temperaturu od njega. Površinski sloj vazduha kondukcijom predaje tlu toplotu, koju ono brzo gubi izračivanjem. Kako noć odmiče, tlo i vazduh u kontaktu s njim sve više se hlađe. Topliji viši slojevi vazduha predaju izvesnu toplotu nižim slojevima, ali taj proces je veoma spor zbog slabe toplotne provodljivosti vazduha. Najniže temperature vazduha pri tlu se javljaju oko izlaska Sunca. Hlađenje tla i vazduha iznad često se nastavlja i posle izlaska Sunca. Tada Sunčevi zraci padaju koso, nedovoljno zagrevaju tlo, te je gubitak energije radijacijom još neko vreme veći od priliva Sunčeve energije. Zagrevanje tla se dodatno usporava, ako je zemljište vlažno, jer se troši toplota na isparavanje vode. Koliki će biti intenzitet i debljina radijacionih inverzija, zavisi od dužine noći, vlažnosti vazduha, oblačnosti, brzine veta, reljefa, vrste i stanja podloge.

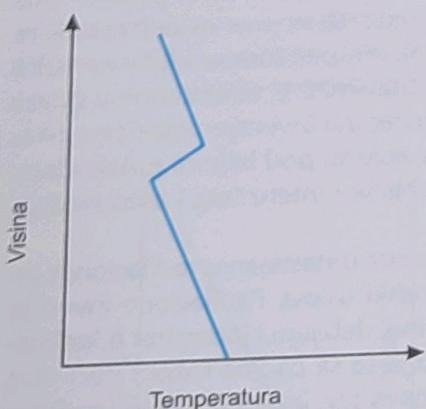
Na većim geografskim širinama iznad snežnog pokrivača može doći i do formiranja dugotrajnih inverzija koje zahvataju deblje slojeve vazduha i tada je sasvim uobičajeno da temperatura vazduha na visini od 20 m bude i za čitavih 20°C viša od one u prizmilju. U toku leta prizemne inverzije najčešće nastaju noću u dolinama koje su pod biljnim pokrivačem. Obično su male debljine i intenziteta i brzo nestaju po izlasku Sunca.

Veoma važan faktor u nastajanju radijacionih inverzija su i topografski uslovi. Radijacione inverzije imaju najveću čestinu, debljinu i intenzitet u kotlinama i dolinama u koje se sa padina tokom noći slije hlađan vazduh i stvara tzv. jezera hladnog vazduha. Posebno jake inverzije temperature obrazuju se u kotlinama na većoj nadmorskoj visini, kao i na visoravnima, gde je zbog velike prozračnosti atmosfere radijaciono hlađenje veoma jako. To su tzv. mrazišta – oblasti gde se beleže najniže temperature.



Slika 4.13
Inverzija
spuštanja

Inverzije spuštanja nastaju zbog zagrevanja vazduha koji se spušta. One se mogu javiti i u prizmlju, ali su mnogo češće na visini (slika 4.13). Inverzije spuštanja, ili kako ih drugačije nazivaju **dinamičke inverzije**, nastaju najčešće u okviru prostranih antiklona u kojima postoje silazna kretanja vazduha. To su obično dugotrajne inverzije i zahvataju znatno veći prostor od prizemnih inverzija, naročito radijacionih koje su uglavnom lokalnog karaktera i znatno kraće traju. Ove inverzije dodatno se pojačavaju zbog hlađenja prizemnih slojeva vazduha u kontaktu sa hladnom površinom tla. Dinamičke inverzije javljaju se i na zavetrenim stranama planina, obično zimi, kada se preko hladnog sloja vazduha razlije topao vazduh, koji se pri prebacivanju preko planine zagrejao.



Slika 4.14
Frontalna
inverzija

Frontalne inverzije sejavljaju u uskoj zoni koja razdvaja vazdušne mase različitih temperatura. Topla i lakša vazdušna masa uzdiže se iznad klina hladnog vazduha, a frontalnu zonu odlikuje nagla

promena temperature (slika 4.14) i drugih meteoro-loških elemenata.

4.7 Uticaj toplote i temperaturnog režima na biljni svet

Toplota predstavlja jedan od najvažnijih ekoloških činilaca. Ona je neophodna biljci tokom celog vegetacionog perioda i reguliše trajanje i tok svake od feno-faza. Potrebe biljaka za toplotom se veoma razlikuju. **Termofilne biljke** zahtevaju više toplote za normalan rast i razviće. Potiču iz toplijih krajeva i nisu otporne na mraz. **Kriofilne biljke** imaju manje zahteve za toplotom, potiču sa većih geografskih širina, otpornije su na niže, ali i osetljivije na više temperature. **Mezofilne biljke** se po zahtevima za toplotom nalaze između termofilnih i kriofilnih biljka.

Temperatura biljke zavisi u prvom redu od temperature okolne sredine. Kada se govori o toplotnim uslovima sredine obično se misli na temperaturni režim vazduha. Međutim, veoma je važno poznavati i temperaturu zemljišta u kome se nalazi korenov sistem. Temperatura korena i ostalih podzemnih organa je veoma bliska temperaturi zemljišta na odgovarajućoj dubini. Kod nadzemnih organa situacija je složenija. Listovi predstavljaju aktivnu apsorpcionu površinu. Pri direktnom Sunčevom zračenju temperatura lista može biti i za desetak stepeni viša od temperature okolnog vazduha, dok pri difuznom zračenju listovi najčešće imaju nižu temperaturu od vazduha. Tanki i nežni listovi mnogo brže odreaguju promenom temperature na promenu intenziteta zračenja od mesnatih i debelih listova.

Temperatura zemljišta je od velikog značaja za životnu aktivnost biljaka. Ona utiče na klijanje semena, nicanje biljaka, mikrobiološku aktivnost zemljišta, rast korena i njegovu apsorpcionu moć. Temperatura površinskog sloja zemljišta je jedan od najvažnijih pokazatelja za određivanje vremena setve. Setva jarišta se obavlja kada je srednja dnevna temperatura na dubini setve veća od 5°C. Ova vrednost je viša za termofilne biljke i npr. za kukuruz i suncokret iznosi 10°C. U ravničarskom delu Srbije srednja dnevna temperatura na dubini setve poraste iznad 5°C obično u drugoj dekadi marta, a iznad 10°C u prvoj dekadi