

Kazalo

1	Fizikalne osnove klime	5
1.1	Opredelitev pojma klima	5
1.2	Fizikalni dejavniki klime	8
1.2.1	Fizikalne in kemijske lastnosti ozračja	10
1.2.2	Sončno obsevanje	12
1.2.3	Lastnosti tal	13
1.2.4	Advekcijski prenos energije in vlage	15
1.2.5	Reliefne oblike	16
1.3	Vzroki za različne tipe klime	16
1.3.1	Klima, ki jo sooblikuje zalivski tok	17
1.3.2	Monsunska klima	20
1.3.3	Klima Slovenije	21
1.4	Vzroki za globalne spremembe klime	27
1.4.1	Klima v preteklih geoloških dobah	27
1.4.2	Morebitne spremembe klime v bodočnosti	28

1

Fizikalne osnove klime

1.1 Opredelitev pojma klima, časovna in prostorska dimenzija

Najprej povejmo, kaj je klima in kakšne so razlike med vremenom in klimo. Začnimo z vremenom. Vreme je splet meteoroloških pojavov in vrednosti meteoroloških elementov v določenem času in prostoru. Vreme je tudi tisto, kar zaznavamo kot stanje ozračja.

Kaj pa klima? Ali je to morda povprečno vreme? Da, vendar ni zgolj povprečje, je tudi raznovrstnost vseh vremenskih stanj, ki jih povprečje seveda zabriše, pa pogostnost sprememb vremena, ekstremni pojavi itd. **Klimo opredeljujejo značilnosti vremena nad nekim geografskim območjem v daljšem časovnem obdobju, skupaj s pogostnostjo pojavljanja tipičnih vremenskih stanj in s sezonskimi spremembami.**

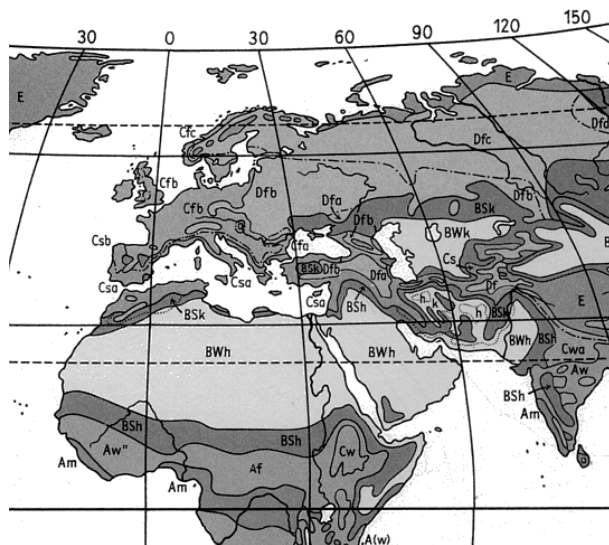
Zato, da ne bi kake spremenjene značilnosti, ki se pojavljajo občasno, a ne trajajo zelo dolgo, že obravnavali kot morebitno spremembo klime, je obdobje, za katerega skušamo opisati take značilnosti, praviloma 30 let. Tako npr. nekaj zaporednih, nadpovprečno toplih in suhih poletij na nekem območju, ki jim potem sledi spet daljše obdobje bolj navadnih poletij, sicer že pomeni neko klimatsko fluktuacijo, odmik od običajnih značilnosti tistega območja, ne pomeni pa še spremembe klime. Pri opisu stalnosti oz. spremenljivosti klime si je treba torej vnaprej postaviti *časovno skalo* in v njej opazovati velikosti sprememb.

Klime nekega območja torej ne predstavljajo zgolj povprečja meteoroloških elementov (temperature, padavin, vlažnosti, oblačnosti, sončnega

obsevanja in drugih), temveč tudi njihova variabilnost, ekstremi, pogostnosti odstopanj od povprečij, morebitne periodičnosti teh odstopanj in podobno. To pomeni, da bi z jezikom statistike opisali klimo nekega območja s porazdelitvami vseh vremenskih dejavnikov in s časovnim spreminjanjem teh porazdelitev.

Poleg samih vrednosti vremenotvornih elementov in njihovega časovnega poteka je treba pri opisu klime upoštevati tudi *velikost območja in natančnost opisa*, da lahko upravičimo izjavo, da je npr. nad nekim območjem klima bolj ali manj enaka. Prostorske dimenzije so lahko zelo majhne: npr. znotraj strnjene gozdička je mikroklima dokaj enotna in drugačna kot v njegovi okolici. Lahko pa so prostorske razsežnosti tudi planetarne: npr. precejšen pas strnjene kopnega na Zemlji, med kakimi 15° in 30° g. š. je, če zane-marimo podrobnosti, pretežno sušen in so tam puščave. Bolj podroben opis pove, da so med kontinenti tudi precejšnje razlike. Puščavska sta severna Afrika in Arabski polotok. Na ameriškem kontinentu je v tej geografski širini ($15^\circ - 30^\circ$ g. š.) pas kopnega precej bolj ozek (Mehika), zato je sušni predel tu severneje, kjer je kontinent širši: v severni Mehiki in v jugozahodnem in osrednjem delu Združenih držav. Pač pa je povsem drugačen režim v istih geografskih širinah v jugovzhodni Aziji, kjer je zaradi monsuna na meji med obsežnim kopnim Azije ter še obsežnejšima oceanoma: Indijskim in Pacifiškim; prav ta pas je poleti zelo namočen, pozimi pa relativno suh.

Pri tem je treba ponovno opozoriti, da so klimatski opisi posameznih predelov na Zemlji močno odvisni od tega, kako *podroben* je ta opis. Klima je prostorsko precej enotna samo nad horizontalno dokaj homogenimi območji, kot so obsežne ravnine ali morske površine ali velike planote. V krajih z razgibanim reliefom se klima hitro menja iz kraja v kraj. Primer je hribovit svet: v dolinah je na dnu predvsem ponoči in zjutraj razmeroma hladno, vlažno in brezvetrje, malo nad dnem je najtoplejši, t.i. termalni pas (zato so sadovnjaki navadno na pobočjih malo nad dnem dolin in kotlin), više na hribu pa je hladneje in bolj prevetreno. Sicer enotni tip klime hribovitega sveta, ki velja pri grobem opisu za celotno širše območje vsega hribovja, pri podrobni obravnavi pokaže na razlike med mikro klimo dolinskega ali kotlinskega dna, mikroklimo termalnega pasu in klimo, ki jo imajo pobočja, grebeni in vrhovi. Ta delitev gre lahko še naprej: prisojna pobočja so toplejša od osojnih, v dolini ima travnik svojo in gozd spet drugačno mikroklimo. V mestih je mikroklima spet drugačna itd.



Slika 1.1: Klasifikacija klimatskih območij po Köppenu – izsek iz slike po Heyer, 1963. Oznake posameznih klimatskih pasov so kombinacije po treh karakteristik. Glavne karakteristike (prve črke v oznakah) so: A – predel tropske deževne klime, B – predel suhe klime, C – zmerno topli deževni predel, D – hladni predel borealnega gozda, E – tundra in F – predel neprekinjeno zmznjenih tal. Druge črke označujejo letni potek padavin, tretje pa temperaturne značilnosti. Podrobnejši opis te klasifikacije in drugih klasifikacij klime je npr. v knjigi Hočevarja in Petkovška, 1995.

Objektivno gradivo za klimatske opise so klimatske karakteristike, dobljene iz izmerjenih podatkov. Do njih pridemo s statističnimi metodami. Glavne statistične metode za opis klime kakega območja so opisna statistika, regresijska analiza, analiza variance in analiza časovnih vrst, poleg teh pa k popolnejšemu opisu lahko prispevajo še druge metode, npr. *multivariantne metode* za razvrščanje v skupine z *faktorsko analizo*, *diskriminantno analizo* in podobno. K vsem tem metodam spada tudi ocena zanesljivosti ugotovitev, do katerih privedejo: tako se srečamo z obširnim področjem testiranja hipotez. Iz takega pristopa k obravnavi klime sledi še ena, dopolnilna definicija klime: **klima je statistični ansambel stanj sistema ozračje – oceani – tla v časovnem obdobju nekaj desetletij.**

V okviru našega učbenika o osnovah meteorologije seveda tudi statističnih metod, ki so zaključeno in obširno področje matematike, ne bomo opisovali.

Po potrebi naj se bralec o njih pouči v kakem od učbenikov statistike.

1.2 Fizikalni dejavniki klime

Podatki klimo zgolj opišejo, ne pa razložijo, zakaj je takšna, kot pač je. V nadaljevanju se bomo posvetili le fizikalnim razlagam klime: energijski bilanci tal in ozračja, splošnemu kroženju ozračja, oblikovanju ravnovesnih stanj in posledicam dalj časa trajajočih ravnovesij. O vsem tem smo že govorili v prejšnjih poglavjih. Tu povejmo, zakaj so ravno naštetih dejavniki odločilni za klimo kakega območja? Ponazorimo to z obravnavo temperature in se vrnimo k enačbi za njeno lokalno spremembo, kot smo jo napisali v uvodnem poglavju ??, kasneje pa še v poglavjih ?? in ??.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla T \quad (1.1)$$

Enačba pove, da je v nekem kraju morebitna sprememba temperature zraka $\frac{\partial T}{\partial t}$ posledica:

1. individualne spremembe $\frac{dT}{dt}$ zaradi dovoda ali odvoda toplote v to zračno gmoto oziroma zaradi stiskanja ali razpenjanja tega zraka ob morebitnem spuščanju ali dviganju skozi ozračje in
2. advektivne spremembe $\vec{v} \cdot \nabla T$ zaradi morebitnega premikanja zračne mase preko kraja, ki ga obravnavamo, pri čemer lahko nad ta kraj priteka toplejši ali hladnejši zrak.

Podobno velja za vlažnost: vlažnost zračne mase se spreminjanja zaradi izhlapevanja iz tal, zaradi padavin in zaradi tega, ker se morda preko nekega območja giblje zračna masa, ki ni povsod enako vlažna. Klimo nekega območja oblikujeta torej predvsem prevladujoča lokalna bilanca energije in bilanca vlažnosti nekega kraja. Pri bilanci imata najvažnejši vlogi divergenca pretoka energije in vlažnosti. Pretoka sta lahko advektivna (s prenosom mase) ali neadvektivna (kot npr. prenos energije s sevanjem). Zato bi lahko obravnavali ne le lokalno bilanco, temveč tudi na neko zračno maso vezano energijsko in vlažnostno bilanco. Ko bi torej skušali na maso vezano bilanco uporabiti lokalno, na nekem mestu, bi morali upoštevati še prevladujočo smer in hitrost premeščanja te zračne mase (in oceanske tokove) preko posameznih območij na Zemlji, kar smo opisali v poglavjih ?? in ??.

Oba načina obravnave bilance sta med seboj povezana: kadar kaka zračna

masa dalj časa stagnira nad nekim območjem, vplivajo nanjo lokalne energijske in vlažnostne razmere in jo oblikujejo tako, da pridobi lastnosti, ki ustrezajo lastnostim podlage (glej poglavje ??).

Lastnosti podlage, ki vplivajo na oblikovanje zračnih mas, se predvsem razlikujejo glede na to, ali gre za morje ali za kopno. Nad kopnim je pomemben še relief ter struktura tal (kamnita, peščena, humusna tla), vsebnost vode v tleh, vegetacija, morebitna pokritost s snežno odejo in podobno. Torej so za energijsko bilanco in za bilanco vode v tleh poleg sončnega obsevanja z vsemi astronomskimi in vremenskimi vplivi ter poleg padavin pomembne tudi lastnosti tal (o tem glej poglavja ??, ??, ?? in ??).

Spoznali smo se s splošnim kroženjem ozračja, z zračnimi masami. Prav tako smo že spoznali tipična vremenska stanja nad Evropo in vreme ob teh stanjih. Tako imamo že občutek, da vplivajo na klimo takega območja:

1. fizikalne in kemijske lastnosti ozračja – predvsem zaradi sevalne bilance Zemlje kot planeta (vsebnost in vrsta aerosola, ki preprečuje sončnemu sevanju, da bi prišlo do tal, vsebnost in vrsta triatomnih plinov, ki absorbirajo dolgovalovno sevanje tal in ozračja in sami dolgovalovno sevajo);
2. sončno obsevanje – predvsem astronomski, pa tudi vremenski in reliefni faktorji, ki vplivajo na dotok sončne energije k tlom v različnih predelih Zemlje (geografska širina in letni časi, povprečna oblačnost in pogostnost megle, bolj ali manj prisojne in osojne in bolj ali manj strme in položne lege);
3. lastnosti tal – kot dejavnik lokalne bilance in akumulacije energije in vlažnosti (kopno ali morje, albedo tal, nad kopnim še toplotna kapaciteta in prevodnost tal, pokritost z vegetacijo, izhlapevanje, sposobnost pronicanja vode v tla in zadrževanja vode v tleh);
4. adveksijski prenos energije in vlage v zraku iz kraja v kraj z zračnimi tokovi, ter, nad morji in za priobalna območja, tudi in predvsem z morskimi tokovi (splošno kroženje ozračja, topli in hladni morski tokovi);
5. reliefne oblike – kot vzroki za lokalne posebnosti klime (konkavnost v dolinah in kotlinah s pojavljanjem mirnih jezer hladnega zraka ter megle, konveksnost na pobočjih, grebenih in vrhovih z boljšo pre-

vetrenostjo, pobočni vetrovi, obsežne ravnine brez lokalnih vetrov, bližina obale z obalnim vetrom).

1.2.1 Fizikalne in kemijske lastnosti ozračja

V ozračju so predvsem dvo- in triatomni plini, pa tudi aerosol in kapljice vode. Vsi ti vplivajo na prenos energije skozi ozračje. Prepustnost ozračja za sončno sevanje in za sevanje tal (z valovno dolžino okrog $10 \mu m$) je za celotno Zemljo kot planet podano v tabeli 1.1:

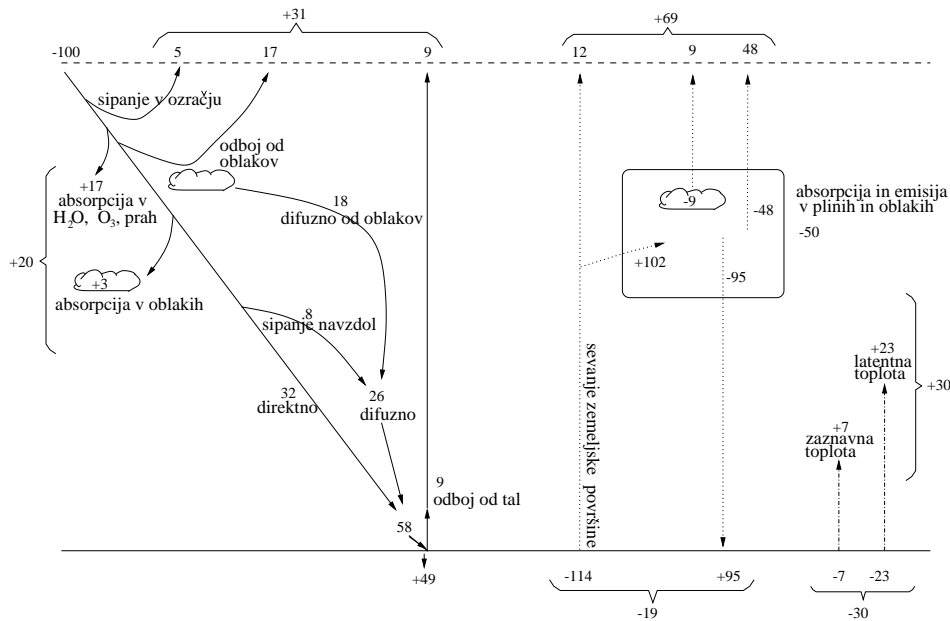
Tabela 1.1: Prepustnost ozračja za prenos sončnega sevanja in za sevanje tal navzgor (v vesolje) za Zemljo kot planet (s povprečno motnostjo, vlažnostjo in oblačnostjo – po Kiehl in Trenberthu, 1997).

povprečje za vso Zemljo	kratkovalovno sončno obsevanje ($174 \cdot 10^{15} W = 100\%^*$)	dolgovalovno sevanje tal ($114 \cdot 10^{15} W = 100\%^*$)
absorptivnost ozračja	20% H_2O , $CO_2 + O_2$, O_3 , oblaki, aerosol	90% H_2O , CO_2 , oblaki, aerosol
refleksivnost ozračja (sipanje na molekulah in aerosolu, odboj od oblakov)	22%	≈ 0
transmisivnost ozračja	58%	10%
odboj od tal	9% (15% od 58%)	-
absorpcija v tleh	49%	-

* Zemlja prestreza sončno obsevanje s svojim presekom, ki je štirikrat manjši od površine, tla (in ozračje) pa sevajo po vsej površini.

Iz tabele torej izvemo, da se v povprečju od vse energije sončnega obsevanja Zemlje le 49% tega sevanja absorbira v tleh in da v povprečju (ob povprečni oblačnosti in motnosti) le 10% sevanja, ki ga oddajajo tla, pride neposredno, neovirano skozi ozračje in ga Zemlja odda v vesolje. Pri tem je treba poudariti, da tudi ozračje močno seva. Za celo Zemljo kot planet ozračje skupaj z oblaki seva z močjo $99 \cdot 10^{15} W$ navzven v vesolje, do tal pa pride iz ozračja sevanje moči $165 \cdot 10^{15} W$; v tleh se vse prispelo infrardeče sevanje absorbira (energijsko je to skoraj dvakrat toliko, kot je v tleh absorbiranega sončnega sevanja!).

K celotni energijski bilanci Zemlje spadata poleg sevalnih prenosov energije še izmenjavi med tlemi in ozračjem s prenosom zaznavne in latentne (predvsem izparilne) toplote. Tako je povprečna energijska bilanca taka, kot



Slika 1.2: Povprečna energijska bilanca Zemlje (po Kiehl and Trenberthu, 1997). Sto enot pomeni $174 \cdot 10^{15} W$.

jo podaja slika 1.2. Ta upošteva povprečje preko vseh letnih časov na vseh krajih na zemlji, torej povprečno motnost in vlažnost ozračja, oblačnost in albedo, skratka povprečne lastnosti Zemlje.

Drugačne kot v povprečju so seveda lokalne razmere nad predeli oz. v obdobjih, ko je tam ravno jasno, kjer je ozračje čisto in relativno suho. Ob oblačnem vremenu so namreč oblaki daleč najpomembnejši absorbent in sipalec sevanja. Kadar oz. kjer je jasno, je prepustnost ozračja za sončno sevanje nekako do 75%, (v srednje vlažnem, a precej čistem ozračju in kadar je sonce visoko na nebu). Kadar je ozračje motno, onesnaženo, je prepustnost pri soncu visoko na nebu tudi samo 50% ali še manj – ko je sonce nizko nad obzorjem, pa seveda še dosti, dosti manj; včasih ga ob motnem ozračju ob zahodu komaj vidimo skozi mrč.

Absorpcija kratkovalovnega sončnega sevanja je najmočnejša v vodni pari H_2O : pri visokem soncu je ta absorpcija nekaj odstotkov, če je ozračje bolj suho, in do skoraj 20% pri zelo vlažnem ozračju. Precej manj absorbirata ogljikov dioksid CO_2 in kisik O_2 : skupaj okrog en odstotek. Ozon

O_3 absorbira energijsko gledano malo, toda v ultravijoličnem delu (λ pod $0,3\mu m$) absorbira praktično vse. V aerosolu se tudi absorbira nekaj odstotkov sončnega sevanja (v motnem ozračju tudi deset odstotkov). Zaradi sipanja na aerosolu se tudi nekaj odstotkov energije sevanja usmeri nazaj navzgor – spet oboje v odvisnost od čistosti oz. motnosti ozračja. V povprečno vlažnem in motnem ozračju je absorpcija pri visokem soncu dobrih 10%. Kadar je sonce nizko nad obzorjem, je oslabitev svetlobe skozi ozračje nekajkrat močnejša.

Za dolgovalovno zemeljsko sevanje je ob čistem jasnem nebu prepustnost ozračja slabih 30%, predvsem na račun močne absorpcije. Kar okrog 70% sevanja iz tal se v povprečno vlažnem ozračju absorbira – ko je vlažnost nižja nekaj manj, ko je ozračje bolj vlažno pa tudi več. Glavni absorbent je spet vodna para. Njen delež je sicer krajevno in časovno spremenljiv, toda v povprečju je za okrog 60% vse absorpcije dolgovalovnega zemeljskega sevanja vzrok vodna para. Približno četrtno prispeva k absorpciji ogljikov dioksid CO_2 , za majhen del pa so vzrok drugi, predvsem triatomni plini v ozračju. Delež CO_2 pri absorpciji torej ni največji. Vzrok za to, da ga vseeno največ omenjajo pri učinku tople grede, je ta, da se količina tega plina v ozračju povečuje – predvsem zaradi antropogenih virov.

1.2.2 Sončno obsevanje

Sonce seva približno kot črno telo z močjo okrog $4 \cdot 10^{20} MW$. Gostota energijskega toka pada s kvadratom razdalje in je pri Zemlji, kadar je ta na povprečni oddaljenosti od Sonca, enaka ($1367 \pm 0,1\%$) Wm^{-2} , kar imenujemo *solarna konstanta*. (Stare meritve dajejo različne rezultate, ki so v območju med 1322 in $1428 Wm^{-2}$.) V obdobju nekaj dni do nekaj tednov se sončno obsevanje spreminja za okrog $\pm 0,1\%$. So pa tudi bolj ali manj ciklične večletne spremembe Sončeve aktivnosti, ki jim sledi obsevanje pri Zemlji. Spremembe so tudi majhne, reda velikosti do $\pm 0,1\%$. Zemlja poleg tega kroži po elipsi in zato se med letom razdalja do Sonca spreminja in z njo gostota obsevanja Zemlje za $\pm 3,3\%$. O bistveno večjih spremembah osončenja skozi zgodovino Zemlje bomo zvedeli več v poglavju 1.4.1. Nekaj o tem je tudi v poglavju ??.

Na obsevanje na vrhu ozračja najbolj vplivajo geografska širina, letni časi in dnevni čas. Insolacija se seveda najbolj spreminja v dnevnem ciklusu. Dnevne vsote energije, ki pridejo na vrh ozračja, se nad ekvatorjem preko leta le malo spreminjajo: tam so vse leto med 30 in $35 MJm^{-2}$ na dan.

Največje so spremembe ob polih: pozimi nič, poleti, ko sonce sije ves dan, pa do 45 MJm^{-2} na dan. Kljub temu, da torej poleti prispe na dan nad polarne kraje več energije, kot ob ekvatorju, pride v celoletnem povprečju nad ta območja manj sončne energije.

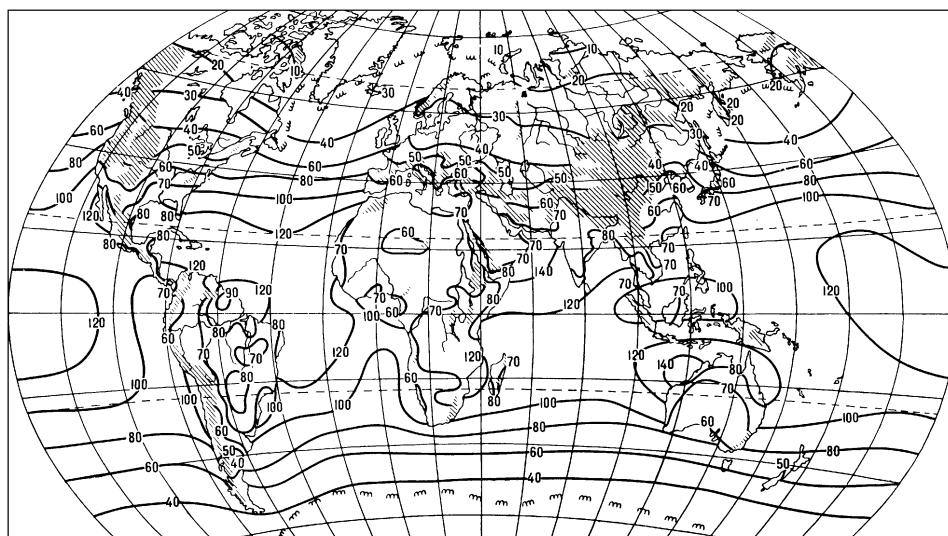
Tabela 1.2: Celoletni dotok energije sončnega obsevanje na vrh ozračja pri različnih geografskih širinah.

geogr. širina ($^{\circ}$)	0	30	60	90
sončno obsevanje (MJm^{-2})	10890	9600	6200	4520

K temu je treba prišteti še vremenske vplive. Kjer je oblačno, se dobršen del sevanja odbije nazaj v vesolje. Nekaj sevanja se tudi ob jasnem nebu absorbira in sipa. Zato pride do tal npr. v severni Afriki kot najbolj osončenem delu Zemlje v celem letu preko 8500 MJm^{-2} , ponekod, npr. ob Rdečem morju, celo več ko 9000 MJm^{-2} na leto. Najmanj so tla obsevana v pretežno oblačnih predelih južno od Grenlandije, na Spitzbergih in nad Beringovim morjem: pod 2500 MJm^{-2} letno. Upoštevati je treba še nekaj: vse kar pride do tal se ne absorbira. Sahara je npr. svetla, medtem ko sta tropski deževni gozd ali pa morje temna. Vsaj glede dolgovalovnega sevanja tal je vsa zemlja približno enaka: voda, tla, rastlinje, tudi sneg in led, vsi sevajo pri valovni dolžino okrog $10 \mu\text{m}$ skoraj kot črno telo. Zato je iz tal izsevana energija odvisna predvsem od temperature tal. Tako končno pridemo do neto sevalne bilance tal: do razmerja med absorbiranim sončnim sevanjem v tleh ter iz tal in iz ozračja izsevano energijo. Za celotno povprečje je neto sevalna bilanca Zemlje taka, kot jo kaže slika 1.3. Na njej vidimo, da imajo tla celo v polarnih predelih sevalni presežek. Izravnava ga še drugi toplotni tokovi. Od tal se prenaša v ozračje energija tudi v obliki zaznavne in v obliki latentne toplote. Energija se prenaša iz kraja v kraj tudi adveksijsko, z zračnimi in morskimi tokovi. Vse to potem izravna energijsko bilanco na Zemlji.

1.2.3 Lastnosti tal

Drugi pomembni lastnosti tal sta toplotna prevodnost in toplotna kapaciteta: večja kot je prevodnost, bolj podnevi prodira od sonca prejeta energija v tla, in čim večja je toplotna kapaciteta, tem več energije se akumulira v tleh.



Slika 1.3: Letna vsota povprečnega presežka gostote toka energije sevanja pri tleh – bilanca med sončnim obsevanjem in dolgovalovnim sevanjem tal in ozračja (Budyko, 1963, po O. M. Essenwangerju (Ed.), 1985; enote $42 \text{ MJ m}^{-2} \text{ leto}^{-1}$, ker je slika še v starih, opuščenih enotah $\text{kcal cm}^{-2} \text{ leto}^{-1}$).

Ne le od sončnega obsevanja, tudi od teh dveh lastnosti sta odvisna dnevni in letni temperaturni razpon. Čim večja je toplotna prevodnost, tem manj se ogreva tanka plast tal ob površini in tem večja je toplotna povezava s spodnjimi plastmi tal. Podobno velja glede toplotne kapacitete. Zato je ob sicer enakem dotoku sončne energije nad rahlimi, suhimi, peščenimi tlemi razpon temperature velik: npr. čez dan je v peščeni in kamniti puščavi zelo vroče, ponoči pa precej mraz.

Važna je tudi sposobnost tal za zadrževanje vode; ta se nabira v porah in prazninah v tleh. Čim bolj so tla preprežena z drobnimi (kapilarnimi) porami, tem več vode lahko zadržijo. Posledica so najprej večja toplotna prevodnost in kapaciteta, posredno pa tudi izmenjava vlažnosti in energije z ozračjem. Na to zadnje vpliva tudi vegetacija: iz golih tal je samo izhlapevanje (evaporacija), pri vegetaciji se pridruži še transpiracija rastlin (evapotranspiracija). Izhlapevanje iz tal pomeni vlažen zrak, obenem pa

Tabela 1.3: Toplotne kapacitete celotnega ozračja, vse vode v vrhnji plasti oceanov do globine 240 m, do katere sežejo letne spremembe temperature, in vrhnje plasti kopnih tal do globine 10 m (po Moninu, 1986).

	ozračje	vrhnja plast oceanov	vrhnja plast tal
toplotna kapaciteta	$5,3 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$	$365 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$
razmerje kapacitet	1	69	0,5

tudi ohlajanje tal in zraka ob tleh, saj je za izhlapevanje potrebna toplota. Pri kondenzaciji je obratno.

Skoraj odveč je pripomniti, da so morske površine ogromni rezervoarji najprej vlage, potem pa tudi energije. O tem slednjem v naslednjem podglavju 1.2.4.

1.2.4 Adveksijski prenos energije in vlage

Kakšne zaloge in prenosi energije so možni v ozračju, morju in v trdnih tleh? Skupna masa ozračja je okrog $5,3 \cdot 10^{18} kg$, in ker je specifična toplota (pri stalnem tlaku) zraka okrog $1000 J kg^{-1} K^{-1}$, je toplotna kapaciteta celotnega ozračja $5,3 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$. Pri oceanih upoštevamo samo vrhnjo plast vode, do globine, do katere v povprečju sežejo letne spremembe temperature: zgornjih 240 m. V tej plasti je v vseh oceanih okrog $8,7 \cdot 10^{18} kg$ vode, toda njena specifična toplota je velika: $4200 J kg^{-1} K^{-1}$, zato je toplotna kapaciteta zgornje plasti oceanov dosti večja od tiste za celotno ozračje: $365 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$. V tleh sežejo temperaturne spremembe v letnem ciklu do povprečne globine okrog 10 m, za povprečno gostoto tal predpostavimo $2000 kg m^{-3}$, za specifično toploto pa $800 J kg^{-1} K^{-1}$. Odtod za vrhnjo plast tal, v kateri se temperatura spreminja, dobimo oceno za toplotno kapaciteto okrog $2,4 \cdot 10^{15} MJ K^{-1}$.

Tabela 1.3 pove, da je že samo v tistem vrhnjem delu oceanov, ki se jim temperatura spreminja, daleč največ akumulirane toplote. Ta vrhnja plast izmenjuje toploto z ozračjem in preko njega tudi s kopnimi tlemi. O tem, pri katerem toplotnem stanju se ustvarja toplotno ravnovesje, torej najbolj odloča stanje v oceanih. In tudi glede morebitne divergencije advektivnega toplotnega toka na nekem mestu na Zemlji so najpomembnejši prenosi toplote z oceanskimi tokovi.

1.2.5 Reliefne oblike

Osojnost in prisojnost vplivata na osončenje. Obenem pa močnejše ogrevanje prisoj povzroči tudi razlike v zračnem tlaku in pojavijo se lokalni vetrovi: podnevi po prisojnih pobočjih navzgor, ponoči po vseh pobočjih navzdol. Podobni so tudi lokalni vetrovi ob obalah večjih jezer in morij. V konkavne reliefne oblike se ujame gost, hladen zrak in tam stagnira – kot voda v kotanji. Ker je težak, ga tudi relativno močni vetrovi ne morejo izpihati z njih. Kadar se ohladi pod rosišče, nastane megla, ki lahko dodatno močno spremeni razmere v taki dolini ali kotlini. Relief torej omogoča pogosto zastajanje zraka; klima je lokalno modificirana: je bolj hladno, bolj vlažno, manj prevetreno, večja onesnaženost zraka.

Malo nad zgornjo mejo takih stagnirajočih jezer hladnega zraka je najtoplejši, kakih sto ali kaj več metrov debel pas: termalni pas. Na ravnini ali ob dnu kotline leži najhladnejši zrak, višje nad termalnim pasom pa je zaradi splošnega padca temperature z višino spet hladneje. Termalni pas je torej primeren za poselitev, za sadovnjake in podobno (npr. na Vipavskem je večina sadovnjakov nekoliko dvignjenih od dna doline; več ljudi se je naselilo na prisojna pobočja na severni strani doline kot na osojna pobočja proti Krasu).

1.3 Razlaga vzrokov za različne tipe klime na primerih

K splošni fizikalni razlagi se bomo vrnili pri obravnavi klimatskih sprememb v preteklosti in v bodoče v poglavju 1.4. Sedaj pa razložimo, kot primer, nekaj različnih tipov klime, ki jih opredeljujejo različni režimi energijske bilance. Prvi primer je maritimna klima ob Atlantiku z veliko toplotno kapaciteto in z izrazitim advekcijским dotokom toplote. Drugi primer je primer monsunske klime, kjer se v letu menjata dva tipa advekcije, podobno kot se v dnevnem ciklu izmenjujeta morski in kopni veter. Tretji tip je zmerno kontinentalna klima panonskega sveta, kamor sodi tudi del vzhodne Slovenije. Tu se pogosto vzpostavlja lokalni režim na osnovi sevalne bilance. Ker pa kot primer že podrobneje opišemo klimo enega dela Slovenije, bomo za popolnejši opis na kratko opisali klimo Slovenije na splošno.

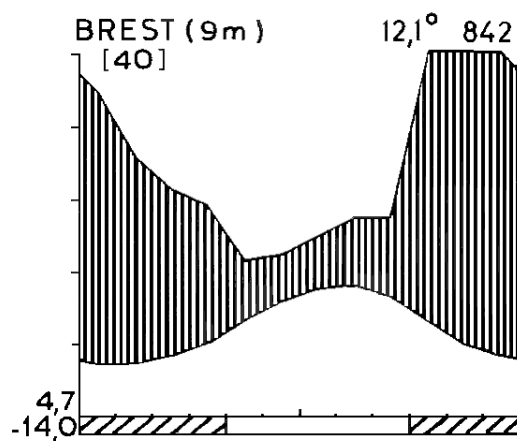
1.3.1 Klima, ki jo sooblikuje zalivski tok

Kraji ob oceanu imajo klimo, ki jo močno pogojuejta ta lega in morebiten, bolj ali manj stalen adveksijski dotok energije in vlage. Pri tem moramo takoj poudariti, da je zrak redka tekočina z majhno toplotno kapaciteto, če ga primerjamo z vodo. Zato je advekcija toplote v ozračju manj pomembna od morebitne advekcije v morjih in oceanih. Toda stanje je lahko precej različno iz kraja v kraj tudi zato, ker so v oceanih tokovi, s katerimi se prenaša topla in hladna voda tudi na zelo velike, planetarne razdalje.

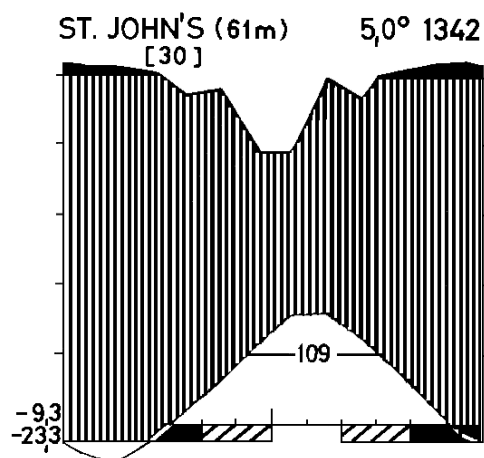
Začnimo opis s primerjavo med klimatskima diagramoma dveh krajev na približno isti geografski širini: eden je na zahodni strani kontinenta, drugi pa na vzhodni. V Evropi je npr. francoski Brest na skrajnem severozahodu Bretonskega polotoka na 48° g. š., v Severni Ameriki pa St. John's na rtu Nove Fundlandije, prav tako na 48° g. š. Toda prvega obliva, tako kot severozahodno Evropo, vključno s Skandinavijo, topel atlantski zalivski tok. Ta tok je zelo stalen in v njem priteka k obalam zahodne Evrope v nekaj sto metrov debeli vrhnji plasti oceana topla voda s temperaturo poleti okrog 15°C , pozimi pa okrog 10°C . Drugi kraj pa obliva hladen Labradorški tok s severa, iz Buffinovega zaliva med severno Kanado in Grenlandijo. Pravzaprav poleti površinska voda niti ni tako zelo hladna: pri Novi Fundlandiji ima kakih 10°C , toda pozimi je res mrzla, tudi pod -1°C in morje pri St. John'su tudi zamrzne.

Brest na nadmorski višini 9 m ima vse leto precej enakomerno temperaturo – spodnja krivulja (slika 1.4). 40 letno povprečje temperature je $12,1^{\circ}\text{C}$. Povprečna minimalna dnevna temperatura najhladnejšega meseca je še vedno precej nad ničlo: $4,7^{\circ}\text{C}$, absolutno najnižja temperatura, izmerjena kdaj koli v 40 letih opazovanj pa je $-14,0^{\circ}\text{C}$. Poševno črtkana pasova pod diagramom povesta, da je tu le redko nevarnost slane in pozebe: samo absolutno minimalne temperature so pod ničlo, povprečne dnevne minimalne temperature pa so (kot že povedano) nad ničlo. Padavin – predstavljene so z zgornjo krivuljo, je letno 842 mm (torej toliko kot pri nas v vzhodni Sloveniji), omejene pa so bolj na hladno polovico leta (poletni vpliv Azorskega anticiklona).

Skratka: enakomerne temperature, dovolj padavin (čeprav pozimi še enkrat toliko kot poleti) ter nikoli res mrzlo. Vse to (razen razlik v padavinah) je posledica predvsem stalne zaloge akumulirane toplote v ogromnem oceanskem toplotnem rezervoarju.



Slika 1.4: Klimatski diagram za Brest. Narisani sta letna poteka povprečne temperature (spodnja) in povprečnih padavin (zgornja krivulja); območje na diagramu med njima je vertikalno šrafirano. Skala za temperaturo obsega območje od 0 do 25 °C, skala za padavine pa od 0 do 100 mm. Pod abscisno osjo je poševno šrafiran pas, ki označuje trajanje obdobja z minimalno dnevno temperaturo pod 0 °C. Ob diagramu so numerični podatki (od leve proti desni in od zgoraj navzdol): da je Brest na nadmorski višini 9 m, da ima povprečno temperaturo 12,1 °C in letno 842 mm padavin, da vsi ti podatki veljajo za 40-letno opazovalno obdobje, da je povprečna dnevna minimalna temperatura 4,7 °C in absolutna minimalna temperatura -14,0 °C. Tovrstni diagrami lahko predstavijo še marsikateri klimatski podatek – za še podrobnejši opis tovrstnih diagramov glej npr. knjigo Hočevarja in Petkovška, 1995, opise v besedilu in naslednje diagrame v tej knjigi (po Walterju in Liethu, 1967).



Slika 1.5: Klimatski diagram za St. John's (način prikaza klimatskih podatkov je pojasnjen pri diagramu za Brest – slika 1.4 in v besedilu). Tu naj posebej opozorimo na 109 dni trajajoče obdobje, ko je povprečna dnevna temperatura nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, kar obenem opozarja, da v tem diagramu obsega skala za temperaturo drugačno območje: od -5 do $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, ter na črno progo pod diagramom, ki označuje trajanje obdobja, ko je povprečna dnevna minimalna temperatura pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (po Walterju in Liethu, 1967).

Drugače je na zahodni atlantski obali, ki jo obliva hladen morski tok s severa. St. John's na isti geografski širini ima kruto klimo (slika 1.5). Že povprečna letna temperatura $5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ je kar za sedem stopinj nižja od tiste v Brestu. V povprečju traja obdobje, ko je povprečna dnevna temperatura nad nič stopinj Celzija samo 109 dni v letu. Povprečna minimalna dnevna temperatura kar pol leta pod nič stopinj (črna proga pod diagramom) in občasno lahko pomrzne skoraj vsak mesec (črtkana proga), razen julija in avgusta. Povprečna minimalna dnevna temperatura najhladnejšega meseca je $-9,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (absolutni minimum pa je $-23,3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Padavin je več: 1342 mm letno (kot pri nas npr. v Polhograjskih hribih), padavinski režim je le nekoliko podoben tistemu v Brestu: precej manj poleti kot pozimi. Naj opozorimo, da so padavine nad 100 mm narisane v pomanjšani skali ($1 : 10$ – ta del diagrama je počrnjen), zato velika količina padavin pozimi ni opazna na prvi pogled!). V obeh krajih torej dotok tople ali hladne vode opredeljuje klimo. Nič zato, če sta oba kraja na isti ne preveč visoki geografski širini

(kot npr. Dunaj), če npr. v Brestu osončenje prinese le za kakih 20% manj energije kot na Azurni obali, na Fundlandiji pa samo za kakih 40% manj. V Brestu je le redko res vroče, na Fundlandiji pa nikoli. Lokalna sevalna bilanca je zanemarljiva v primerjavi z advekcijskim dotokom toplote (tople oz. mrzle vode).

1.3.2 Monsunska klima

Samo na kratko opišimo monsun. Ta tip prevladujočih vetrov in z njimi povezanih padavinskih in sušnih obdobj je nekaka celoletna analogija morskemu in kopnemu vetru, ki se v dnevnem ciklu izmenjavata ob vsaki obali. Kakor v majhnih prostorskih dimenzijah obalni veter sledi dnevnemu ogrevanju in nočnemu ohlajanju priobalnega kopnega, tako je vzrok za obsežni sistem monsunskega gibanja zračnih mas poletno ogrevanje in zimsko ohlajanje celotnega azijskega kontinenta. Pa še nekaj: Tibet je visoka planota in kadar ga poleti sonce ogreva, se torej zrak na sorazmerno veliki višini segreva, medtem ko se zrak nad oceanom na isti višini ne. Torej je Tibet poleti nekak vir toplote, dvignjen visoko v ozračje. To dodatno okrepi režim vetra z morja nad kopno. Ob gibanju zraka iznad oceana nad kopno in obratno na padavine močno orografsko vplivata visoka in obširna Himalaja in Tibet. Ob teh visokih gorah in planotah pride do močnega prisilnega dviganja zraka ob poletnem monsunu, zato so takrat padavine orografsko zelo okrepjene. Pozimi pa se zrak spušča s Tibeta in preko Himalaje nad morje, zato je tedaj v Indiji in na Indokitajskem suho.

Zanimivo je, da je Indijski ocean edini, ki ima tudi pri morskih tokovih izrazito spremembo med poletjem in med zimo: tudi v oceanskih tokovih je opazen monsunski obrat. V Atlantiku in Pacifiku takih letnih sprememb ni: v obeh oceanih je na severni polobli vse leto močan topel tok od jugozahoda proti severovzhodu.

1.3.3 Klima Slovenije

V Sloveniji imamo nekako tri prevladujoče tipe klime: v vzhodni Sloveniji je klima *zmerno kontinentalna*, *subpanonska*, v osrednji Sloveniji v nižjih legah *subalpska*, v hribovitem svetu pa *gorska*, zahodno od Alpsko–Dinarske gorske pregrade pa je klima *sredozemska*.

Temu primeren je tudi temperaturni režim: na vzhodu večje dnevne in letne spremembe temperature, ob morju manjše, v gorah na splošno temperature nižje (temperatura zraka pri tleh v Sloveniji se znižuje z višino povprečno za $5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ na 1000 m).

Povprečne letne temperature so na Primorskem $12\text{ }^{\circ}\text{C}$, v Alpah pa pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Minimalne temperature so najnižje v specifičnih reliefnih oblikah: v plitvih kotlinah, z nekoliko večjo nadmorsko višino, kjer ponoči zastaja radiacijsko (s sevanjem) ohlajen zrak. Najnižja temperatura je bila izmerjena prav v taki kotlini, v Babnem polju, in to $-34,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 15. in 16. 2. 1956. Najvišja izmerjena temperatura je bila v subpanonskem klimatskem pasu: $40,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ v Krškem 5. 7. 1952.

Padavin ima Slovenija veliko, največ ob Alpsko–Dinarski gorski pregradi; izmerjeno je bilo v dolgodobnem povprečju preko 3200 mm letno. Dežemeri ob vetru in sneženju izmerijo sistematično premalo, zato so korigirane vrednosti še višje, povprečno celo preko 4000 mm letno. Ob morju je padavin kakih 1000 mm letno, od tam količina proti gorski pregradi narašča, od nje proti vzhodu pa upada in znaša na skrajnem severovzhodu Prekmurja v povprečju manj kot 800 mm letno. Časovna spremenljivost iz meseca v mesec je velika in zelo pogosto se zgodi, da januarja sploh ni padavin. Marcu, ki je tudi pogosto povsem brez padavin, se zato reče tudi sušec. Spremembe v daljšem obdobju so precejšnje: npr. dolgoletno povprečje letne količine padavin v Ljubljani je 1400 mm letno, toda leta 1857 je padlo le 767 mm padavin, torej manj kot je povprečje na severovzhodu. Leta 1937 pa je bilo padavin 2379 mm , torej toliko kot je povprečje na Trnovskem gozdu.

Prevladujoči tip padavin se na območju Slovenije spreminja: maksimum padavin na zahodnem delu je oktobra ali novembra, ko so tu pogosti prehodi sredozemskih ciklonov s frontami (Genovski ciklon in cikloni, ki nastanejo nad severnim Jadranom). Vzhodni predeli dobijo največ padavin s poletnimi plohami in nevihtami. Slovenija je namreč precej nevihtna: na posameznih postajah so zabeležili tudi do 50 nevihtnih dni letno. Pas neviht se razteza iz Furlanije preko hribovitega dela Slovenije na Štajersko – tudi na avstrijski del te dežele.

Močne padavine se pojavljajo tudi ob prehodih front. Nalivi so lahko tako močni, da prispevajo tudi dobršen del letošnje povprečne količine padavin. Tako je npr. 1. novembra 1990 ob prehodu fronte padlo v Javorjih nad Poljanami v 10 urah 130 *mm* in v samo 4 urah 80 *mm* padavin. Podobno je bilo ob tej vremenski situaciji v Kamniških Alpah: v 48 urah 230 *mm* in od tega v 8 urah 130 *mm* padavin. To so sicer bile zelo močne, a vseeno ne ekstremne padavine, kajti v enem dnevu so že izmerili tudi precej več: Livek 440 *mm*, Lučine 341 *mm*, Bovec 330 *mm* itd. (Pristov, Ujma 5, 1991). Ker so omenjene padavine ob 1. novembru 1990 padle po že sicer mokrem obdobju in so bila tla z vodo že namočena, so temu sledile močne poplave, predvsem ob Savinji in njenih pritokih.

Sneg je bolj ali manj reden pojav, razen blizu morja. V osrednjem delu leži sneg v nižinah nekako 50 do 70 dni letno, na Primorskem pa le dva dni. Seveda je čas s snežno odejo v hribih daljši: npr. v Ratečah–Planici 130 dni, na 2500 m visoki Kredarici pa kar 262 dni. Po dolini Soče navzgor sta prav padavine in sneg tisti dve značilnosti, ki klimo te doline, ki jo ljudje na splošno štejejo k Primorski, ločita od siceršnje naše mediteranske klime: relativno visoke temperature se namreč čutijo daleč navzgor po dolini, tja do Bovca, toda količina padavin in pozimi snežna odeja pa povesta, da je to hribovit svet Julijskih Alp.

Vetrovna Slovenija ni: leži namreč v zavetrju Alp, ki preprečujejo močno prevetrenost zaradi splošnih zahodnikov. Močno lahko zapiha ob nevihtah, specifičen veter pa je burja na Primorskem, tako kot na vsej vzhodni strani Jadrana. To je lokalno zelo močen in sunkovit veter. Ob splošnem vzhodniku, kadar je ta mrzel, hladen in težak zrak sunkovito pada s planot Trnovskega gozda, Javornikov, Pivke in s Krasa navzdol v Vipavsko dolino in v Tržaški zaliv ter se pri tem padanju vse bolj pospešuje. Zato je burja najmočnejša pod temi hribi. Zaradi sunkovitosti je ta veter lahko tudi nevaren, npr. za promet.

Ker je večina Slovenije hribovita, hladen zrak zastaja v njenih konkavnih reliefnih oblikah. V njih je pogostna ne le temperaturna inverzija, temveč tudi megla, ki se ji pogosto pridruži tudi onesnaženost zraka. Tudi več kot tretjino dni v letu imajo radiacijsko meglo kotline osrednje Slovenije, medtem ko advektivna megla na Primorskem sicer ne traja dolgo, a se po nekaj dni pojavlja precej redno jeseni, pozimi in spomladi.

Poleg oblačnosti tudi megla opredeljuje trajanje sončnega obsevanja. Sonce pozimi sije v omenjenih kotlinah manj kot 50 ur mesečno, medtem ko je pozimi v hribih in na Primorskem sončno več kot 90 ur mesečno. Tudi

poleti je sonca največ na Koprskem: nad 300 ur mesečno. Po vsej Sloveniji sije v povprečju sonce kakih 250 ur mesečno. Poleti je najmanj sonca v hribih. Kopasta oblačnost nad hribi namreč zmanjšuje sončno obsevanje pod 210 ur mesečno.

Slane se pojavljajo po vsej Sloveniji v nižinah nekako od prve polovice oktobra do konca aprila. Na Primorskem so zadnje pomladne slane navadno marca. Pozebe, torej tako nizke temperature, da poškodujejo občutljivejše rastline, so vsakih nekaj let. npr. oreh je v dvajsetletnem obdobju 1971–90 v nižinah pozebel nekako trikrat ali štirikrat (v višjih legah seveda večkrat), na Primorskem pa v tem obdobju nikoli. Toda tudi na Primorskem so bile v tem stoletju tri hude pozebe oljk. Še kar pogosto pozebe sadno drevje predvsem tista leta, ko zgodnja pomladna otoplitev vzbudi vegetacijo, potem pa ob kaki močni ohladitvi in hkratni razjasnitvi pozebejo cvetovi.

Če skušamo zajeti vse klimatske dejavnike v neko skupno karakteristiko, lahko rečemo, da je klima ostra v hribih, precej ostra pa tudi v subpanonskem svetu (to klimo bomo opisali podrobneje v nadaljevanju). Še najmilejša je klima na Goriškem, kjer je morje kakih 50 km daleč. Prav ob obali se namreč še dolgo v jesen občuti, da se morje le počasi ohlaja. A tako je tudi pomladi: morje je še dolgo kar mrzlo, medtem ko se npr. na Goriškem tla hitreje ogrevajo. Posledica temperaturnih razlik med kopnim in morjem so tudi advekcijske megle, ki so zato najpogosteje jeseni in spomladi.

Zmerno kontinentalna subpanonska klima vzhodne Slovenije

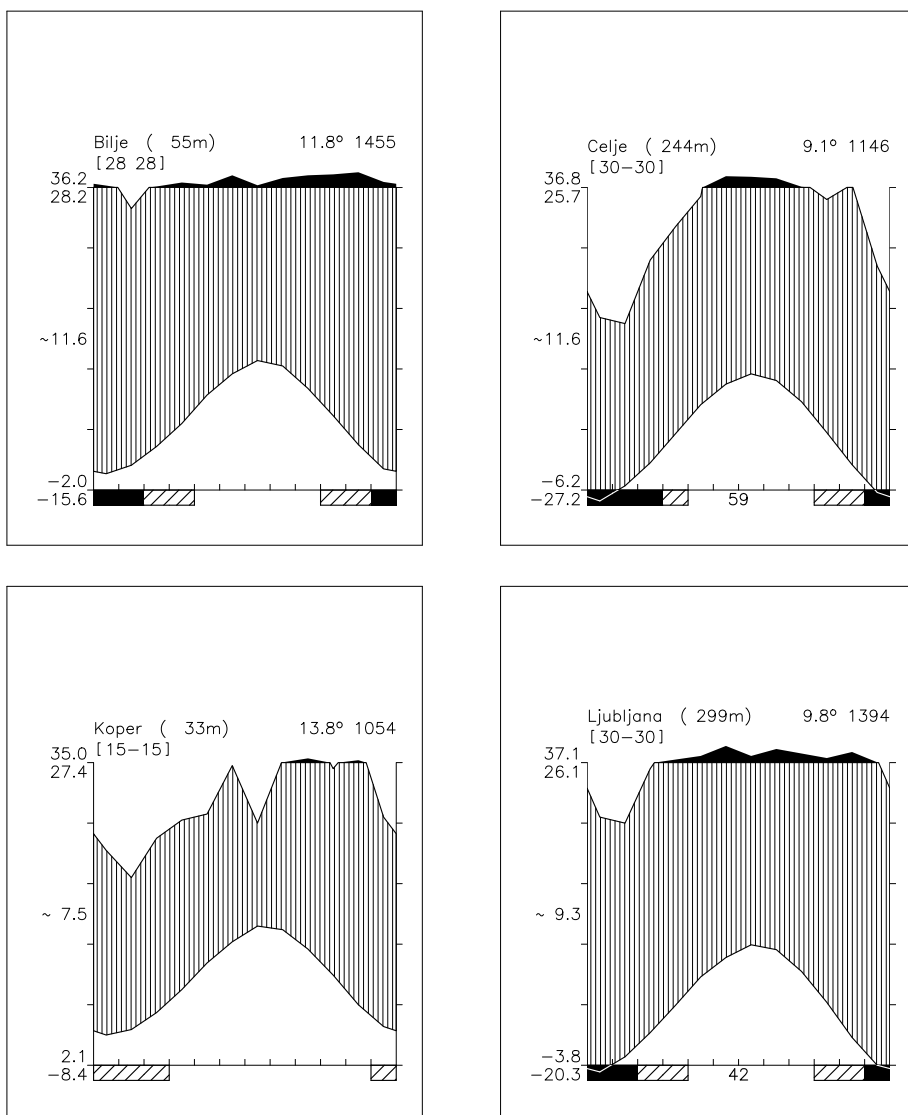
Za primerjavo s tipom oboceanske klime iz poglavja 1.3.1 si podrobneje oglejmo njeno nekakšno nasprotje: ne sicer povsem kontinentalno klimo, kot je npr. v osrednji Aziji, pač pa njeno nekoliko milejšo obliko, ki jo imamo tudi pri nas.

Kljub temu, da je od Dolenjske do morja le nekaj več kot 100 km, pa tja vpliv Sredozemlja ne seže: vzrok za to je strnjena Alpsko–Dinarska gorska pregrada, ki fizično ločuje spodnjo troposfero tega predela od sredozemske. Če te – več kot 1000 metrov visoke – gorske pregrade ne bi bilo, bi bila vsa Panonska nižina pod močnim vplivom Sredozemlja in bi utegnile oljke uspevati tja do Budimpešte. Tako pa je območje od Sredozemlja ločeno in na vsem panonskem prostoru se ustvarja približno lokalno pogojeno ravnovesje temperature in vlažnosti. To ravnovesje je sicer pozimi drugačno kot poleti: pozimi se nad to območje pogosto razširi Sibirski anticiklon s hladnim in sorazmerno suhim zrakom, poleti pa pogosto, tako kot preko vse južne

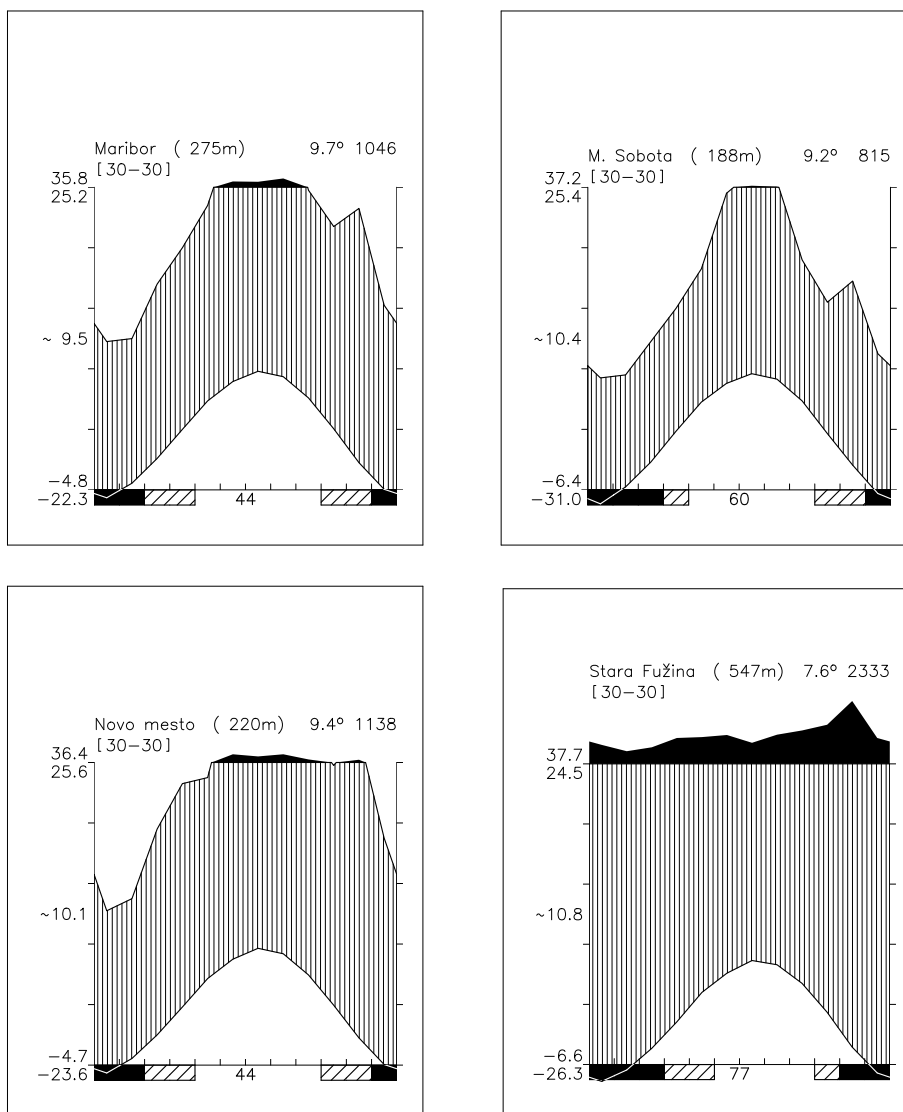
Evrope, tudi nad panonski svet seže Azorski anticiklon s toplim in spet suhim zrakom. Spomladi in jeseni so pogostnejše menjave vremena ob prehodih ciklonov s frontami in padavinami, ter anticiklonov s subsidenco zraka in jasnim in bolj suhim vremenom.

V tem opisu smo kar nekajkrat omenili dalj časa trajajoča obdobja s suhim zrakom. A tudi ob morebitnih prehodih ciklonov s frontami in padavinami preko Slovenije v subpanonskem svetu ni veliko padavin. Glavna padavin namreč pade zaradi orografskega vpliva na območju že omenjene gorske pregrade. Zato je ob siceršnjem padavinskem vremenu v subpanonskem svetu padavin le malo, čeprav število dni s pojavom padavin ni bistveno manjše kot v zahodni Sloveniji. Ponazorimo to z nekaj podatki: Novo mesto je imelo v obdobju 1961–90 skoraj 1200 *mm* padavin letno. Bolj vzhodno in dlje od gorske pregrade ležeči kraji so jih imeli okrog 990 *mm* letno in v severovzhodnem delu Slovenije ležeči Lendavi pa so jih namerili le še 770 *mm* letno. (To je še vedno kar nekaj – v primerjavi z osrednjim delom Panonske nižine, kjer je padavin le dobrih 600 *mm* letno. Lahko rečemo, da ima Slovenija dosti padavin in suše so le redke. Namakanje v splošnem ni potrebno, razen za kake bolj zahtevne ali dragocene pridelke).

Pritekanje zraka v morebitni neenotni zračni masi pomeni tudi advektivne prenose posameznih lastnosti v ozračju: dotok toplega ali hladnega zraka, dotok vlažnega ali suhega zraka. Tak dotok je zanemarljivo majhen v obsežnih anticiklonalnih sistemih, kjer so povsod dokaj izenačene lastnosti. Zato tudi lahno gibanje zraka ob anticiklonalnem vremenskem stanju ne predstavlja kake pomembne advektivne spremembe. Ob prevladujočem anticiklonalnem tipu vremena se na posameznih območjih vzpostavlja z lokalnimi procesi pogojeno ravnovesje. Lokalno ravnovesje oblikuje predvsem lokalna sevalna energijska bilanca, pri kateri je močen vpliv dnevnega (in tudi letnega) cikla: velika dnevna nihanja temperature ter velike razlike med mrzlimi zimami in vročimi poletji. npr. Dolinjsko v južnem delu Prekmurja ima povprečne januarske temperature take kot hriboviti predeli Gorenjske. Poleti pa je povprečje temperature le malo nižje od tistega na Krasu in na Koprskem. Tako ima Lendava (obdobje 1961–90) januarja povprečje temperature $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, torej približno tako kot 695 m visoko ležeče Javorje v Škofjeloškem hribovju ($-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Poleti, julija pa je vroče: povprečna temperatura je $19,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, torej skoraj enaka kot v Godnjah na Krasu ($19,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) ali le stopinjo manj kot v Kubedu v slovenski Istri ($20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$).



Slika 1.6: Klimatski diagrami, značilni za posamezne predele Slovenije; podatki za obdobje 1961–90. (Način prikaza klimatskih podatkov je pojasnjen pri diagramu za Brest – slika 1.4, pri nadaljevanju (slika 1.7 na sosednji strani) in v besedilu.



Slika 1.7: Klimatski diagrami (nadaljevanje). V oglatem oklepaju [] pod imenom krajev so obdobja razpoložljivih podatkov posebej za temperaturo in posebej za padavine. Na levi je z oznako ~ naveden povprečni dnevni razpon temperature, spodaj, med šrafiranima pasovoma, pa povprečno trajanje obdobja, v katerem je povprečna dnevna temperatura višja od 0 °C.

1.4 Vzroki za globalne spremembe klime

Klima na Zemlji in na drugih planetih našega osončja se je v preteklosti močno spreminjala in se bo še spreminjala. Seveda je za spremembe pomembno, v kakšnem časovnem obdobju jih obravnavamo. Za preteklost skušajo klimatologi opisati klimo kar se da daleč nazaj. Za vnaprej seveda ni podatkov, pač pa se da sklepati na spremembe v bodoče na osnovi modelov. Največ se pri tem posvečajo obdobjem naslednjih 50 ali 100 let, v katerem utegnejo na klimo na Zemlji vplivati tudi spremembe, ki jih povzročajo in jih bo povzročal človek.

1.4.1 Klima v preteklih geoloških dobah

V svoji zgodnji dobi Zemlja ni imela ozračja. Ozračje je nastalo z izhlapevanjem iz tal in z vulkanskimi izbruhi. V teh izbruhih pa kisika ni, zato je ozračje, kot ga imamo danes, rezultat skupnega delovanja hidrosfere, biosfere in litosfere.

Če so torej v začetku sestavljali ozračje drugačni plini kot danes, je bila prav gotovo sevalna bilanca Zemlje drugačna in je bila takrat drugačna tudi klima.

Potem ko sta nastali kopno in morje, sta bili bolj enotni, strnjeni. Pred kakimi 280 milijoni let je bilo vse kopno en sam velik kontinent, ki se je kasneje preoblikoval v posamezne (današnje) kontinente. Če so bili torej kontinenti drugačni in drugje, kot so danes, so gotovo imeli drugačno klimo. Pravzaprav to preoblikovanje zemeljske površine še vedno poteka: v atlantskem jarku se še vedno razpira razpoka in obe Ameriki se še vedno oddaljujeta od Evrope in Afrike, Afrika se pomika proti severu itd.

Drugačna razporeditev kopnega in morja je seveda pomenila, da je bilo tudi težišče Zemlje malo drugje kot je danes, drugje je bila os vrtenja in drugačna hitrost vrtenja Zemlje. Tudi tirnica kroženja okrog Sonca v geoloških dobah ni bila ves čas enaka.

Astronomske spremembe so, poleg omenjenih paleogeoloških sprememb, in sprememb v sestavi ozračja, tudi zelo pomemben dejavnik spreminjanja klime. Na njih je svojo znano teorijo klimatskih sprememb zasnoval srbski astronom in klimatolog Milankovič. Precesija (spreminjanje nagiba osi vrtenja glede na ravnino ekliptike) zaradi delovanja privlačnosti Sonca in Lune je danes taka, da se bo nagib prevesil na drugo stran (od sedanjih $+23,5^\circ$ na $-23,5^\circ$) v naslednjih 13000 letih. Nutacija zato, ker se os

vrtenja ne ujema povsem z geometrijsko osjo Zemlje (na polu se razlikujeta za okrog 10 km) in zato, ker Luna ne kroži povsem po ekliptiki, precesiji dodaja dodatna nihanja s periodo 18,6 let. Tudi orbita okrog Sonca se počasi spreminja. To velja za položaj dviznega vozla, položaj perihelija, ekscentričnost elipse itd. Posledica tega je spreminjanje osončenja. Zato so bili v preteklosti posamezni deli Zemlje različno osončeni.

Izračun osončenja za zadnjih 200.000 in prihodnjih 50.000 let (slika 1.8) kaže, da so v tako dolgem obdobju na marsikaterem predelu Zemlje povsem normalne spremembe celo za kakih 200 do 250 MJm^{-2} (primerjaj z letno vsoto energije sončnega obsevanja danes, ki je nekaj tisoč MJm^{-2} , tabela 1.2). Vidimo, da to pomeni pri 45° geogr. širine fluktuacije za okrog $\pm 5\%$ glede na dolgodobno (milijarda let) povprečje v teh geografskih širinah.

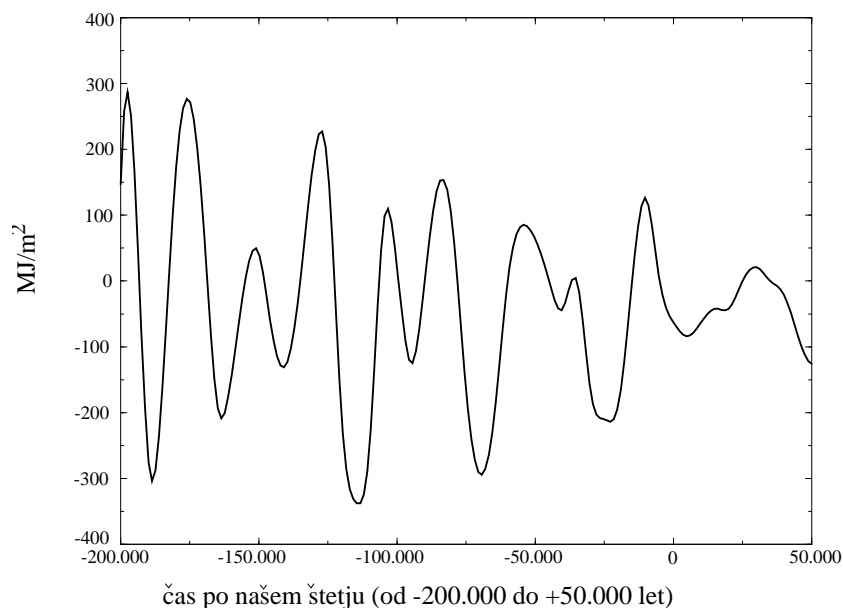
Značilne so periode teh fluktuacij: 40.000 let zaradi spreminjanja nagiba osi vrtenja Zemlje in 19.000 ter 23.000 let zaradi njene precesije (torej simetrično za severno in južno poloblo: kadar je na eni topleje pozimi, je na drugi topleje poleti in obratno), in 60.000 do 150.000 let za vso Zemljo zaradi sprememb tirnice okrog Sonca. Primerjava z značilnimi usedlinami posameznih organizmov v nekaterih geoloških vrtnah potrjujejo pomembnost astronomskih vplivov na klimo.

Astronomski faktorji so glavni vzrok za pojav ledenih dob, pa spet toplejših in hladnejših obdobj. Zdaj je vsa Zemlja v medledenem obdobju. Zaradi astronomskih vzrokov naj bi se naslednja tisočletja spet hladila.

1.4.2 Morebitne spremembe klime v bodočnosti

Kakšna bo na Zemlji klima v bodoče, torej odločajo predvsem astronomski faktorji in sestava ozračja. Kot smo prikazali, so periode za astronomske dejavnike glede na življenjski čas enega človeka sicer dolge, glede na zgodovino človeštva pa kratke: nekaj tisoč let je malo (npr. v 2.000 letih od Kristusa do danes je živelo kakih 100 generacij – po dvajset let vsaka; večina od nas pa v življenju spozna pet generacij svojega rodu – od starih staršev do vnukov). Astronomske dejavnike bodo torej prizadeli naše ne tako zelo oddaljene zanamce.

Bistveno daljši je bil razvoj kemijske in fizikalne sestave ozračja: tu govorimo o stotinah milijonov let. S stališča človeštva je torej sestava naravnega ozračja več ali manj stalnica, ki jo sem in tja spremenijo občasni močni vulkanski izbruhi prahu in plinov. Ta stalnost pa je v zadnjem stoletju načeta predvsem glede vsebnosti ogljikovega dioksida CO_2 , in še nekaterih

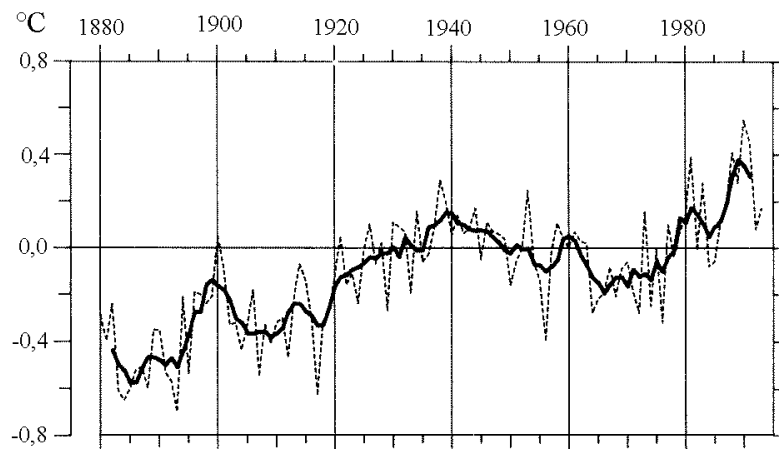


Slika 1.8: Z astronomskimi faktorji povzročena odstopanja osončenja Zemlje za čas 200.000 let pred n. š. in 50.000 let po n. š. za 45° severne geografske širine poleti (po Moninu, 1986).

plinov, kar smo povedali že v poglavju 6.3. Sto let je geološko zelo kratek čas, vendar se je v tem času količina CO_2 v ozračju povečala skoraj za tretjino (slika ??). Posledice so se že (statistično zanesljivo) pokazale, saj se je temperatura na Zemlji že nekoliko povečala (glej tudi poglavje 11.2).

Posledice v naslednjih petdeset ali sto letih niso povsem jasne; skoraj zagotovo pa bodo za različne predele Zemlje različne. Vzroki za to so npr. že scenariji glede emisij ogljikovega dioksida CO_2 in drugih t.i. plinov tople grede, ki niso vsi enaki. Različno močna povečanja količine teh plinov v bodoče bi vodila do različnih povečevanj temperature. Scenariji pa so si precej enotni glede regionalizacije sprememb: najbolj naj bi se ogreli polarni predeli severne poloble (slika 1.10).

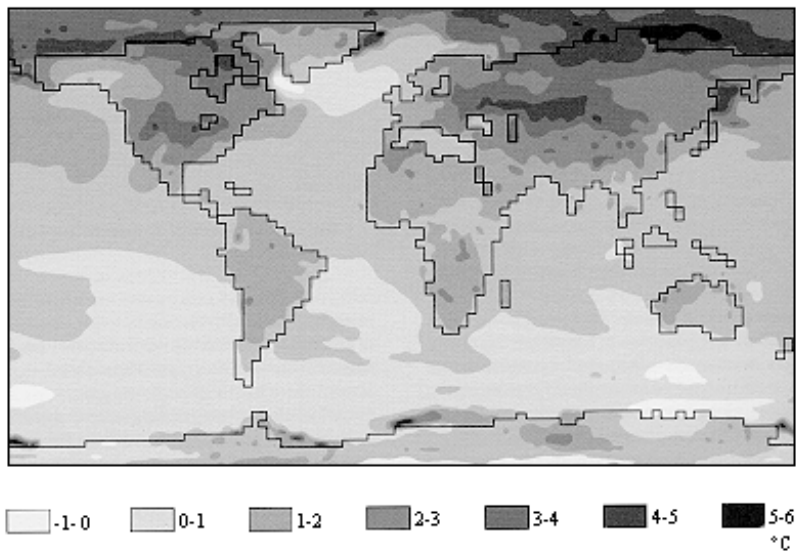
Pri nas v Sloveniji bi zvišanje količine ogljikovega dioksida CO_2 in temperature npr. ne imela kakšnih hudih negativnih posledic za rastlinstvo, ponekod drugod pa bi se lahko sedanje ravnovesje porušilo. In še nekaj: Ogrevanje Zemlje kot planeta bi se poznalo najbolj pri dvigu gladine oceanov.



Slika 1.9: Mesečna povprečja temperatur pri tleh preko kopnega in oceanov. (mesečni podatki iz arhiva Državnega klimatskega podatkovnega centra NOAA, iz <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/anomalies/anomalies.html>)

Pa ne predvsem, kot mnogi mislijo, zaradi taljenja polarnega ledu: precejšen del tega ledu npr. na severni polobli je tako ali tako plavajoči led. Pač pa bi temperaturno raztezanje vode pomenilo dvig gladine. Voda ima sicer majhen volumski raztezek: okrog $0,00013 K^{-1}$. Toda če približno ocenimo, da so oceani globoki povprečno $4000 m$, bi segretje vode po vsej globini za $1 ^\circ C$ dvignilo gladino za pol metra.

Ko že govorimo o spremembah sestave ozračja, moramo omeniti tudi to, da se pomladno (relativno) pomanjkanje ozona nad poli v zadnjih desetletjih vse izraziteje veča. Vzrok so katalitični plini, klorofluorogljiki, ki jih je človeštvo spustilo v ozračje. Ti plini se vmešajo v fotokemične reakcije v ozonosferi zgolj kot katalizatorji, zato se njihova koncentracija pri zaporednih reakcijah nič ne zmanjšuje. Pač pa se zmanjšuje količina ozona. Vpliv tega na klimo v energetskem pomenu je sicer zanemarljiv, pomembno pa je dejstvo, da se s tem poveča količina ultravijoličnega sevanja, ki prodre do tal (glej poglavje 11.2). To lahko organizmom povzroča več celičnih mutacij in s tem pogostnejše škodljive posledice, npr. pri človeku več kožnega raka.



Slika 1.10: Predvidene spremembe temperature pri tleh po scenariju, ki predpostavlja podvojitev količine CO_2 v ozračju v naslednjih 70 letih (po UNEP, 1993).