

Jože Rakovec

Tomaž Vrhovec

Osnove meteorologije za naravoslovce in tehnike

Univerza v Ljubljani
Fakulteta za matematiko in fiziko

JOŽE RAKOVEC IN TOMAŽ VRHOVEC

**OSNOVE
METEOROLOGIJE
ZA NARAVOSLOVCE IN TEHNIKE**



LJUBLJANA 2024

Izdaja: Univerza v Ljubljani, Fakulteta za matematiko in fiziko

Jože Rakovec in Tomaž Vrhovec

OSNOVE METEOROLOGIJE za naravoslovce in tehnike

Knjiga je bila strokovno in jezikovno pregledana

Slike Gregor Gregorič

Fotografija za naslovnico Jože Rakovec

Računalniško stavila avtorja in Gregor Gregorič

Tehnični urednik Matjaž Zaveršnik

Odgovorni urednik Simon Širca

© 2024 – Univerza v Ljubljani, Fakulteta za matematiko in fiziko

Elektronska izdaja:

<https://www.fmf.uni-lj.si/pub/OsnoveMeteorologije>

Kataložni zapis o publikaciji (CIP) pripravili
v Narodni in univerzitetni knjižnici v Ljubljani
COBISS.SI-ID=193830659
ISBN 978-961-6619-39-4 (PDF)

Kazalo

Predgovor	11
Predgovor k drugi izdaji	14
Predgovor k tretji izdaji	14
1 Uvod	15
1.1 Kaj in kako proučuje meteorologija	15
1.1.1 Veje meteorologije	15
1.1.2 Metode v meteorologiji	17
1.2 Nekateri matematični pojmi in postopki	20
1.2.1 Popolni diferencial in gradient	20
1.2.2 Individualna, advektivna in lokalna časovna sprememba	22
1.2.3 Razni koordinatni sistemi, naravni koordinatni sistem .	24
1.2.4 Tokovnice in trajektorije	27
1.2.5 Divergenca hitrosti in rotor hitrosti, vrtinčnost	29
2 Ozračje	33
2.1 Sestava zraka	34
2.2 Potek temperature, gostote in tlaka z višino	35
2.2.1 Standardna atmosfera po ICAO	36
2.3 Značilne plasti v ozračju	38
2.3.1 Troposfera	38
2.3.2 Stratosfera	39
2.3.3 Mezosfera, termosfera, eksosfera, ionosfera, magnetosfera	40
3 Opazovanja in meritve v ozračju	43
3.1 Značilnosti meritev v atmosferi	43
3.2 Pregled merjenja atmosferskih spremenljivk	47
3.2.1 Temperatura zraka	47
3.2.2 Zračni pritisk ali zračni tlak	48
3.2.3 Hitrost vetra	51

3.2.4	Voda v zraku	53
	Vlažnost zraka	53
	Merjenje vlažnosti zraka s psihrometrom	54
	Tekoča in trdna voda v zraku: vodnost oblakov	55
	Tekoča in trdna voda pri tleh: padavine in snežna odeja	56
3.2.5	Sončno obsevanje ter sevanje tal in ozračja	58
3.2.6	Avtomatske meteorološke postaje	59
3.3	Opazovanja vremena	59
3.3.1	Opis lokalnega vremena z vremenskimi pojavi	61
	Oblačnost	61
	Vremenski pojavi ob večinoma jasnem vremenu	62
	Padavinski pojavi	64
3.4	Meteorološki sateliti	66
4	Osnovni zakoni in enačbe	69
4.1	Sile na del zraka v ozračju	69
4.1.1	Vrtenje Zemlje, centripetalni in Coriolisov pospešek	69
4.1.2	Sistemske sili: Coriolisova in centrifugalna sila	71
4.1.3	Teža	73
4.1.4	Gradientna sila tlaka – gradientna sila	74
4.1.5	Trenje v turbulentnem toku zraka	75
4.2	Sistem enačb, s katerimi popisujemo povprečna dogajanja v ozračju	78
4.2.1	Gibalna enačba	78
4.2.2	Kontinuitetna enačba	78
4.2.3	Enačba stanja	81
4.2.4	Termodinamska energijska enačba	81
4.2.5	Sistem enačb, ki jih uporablja meteorologija	82
5	Hidrostatika in vetrovi	87
5.1	Hidrostatično ravnotežje	87
5.1.1	Potek tlaka z višino	88
5.1.2	Višina, izračunana iz tlaka	89
5.2	Preprosti primeri stacionarnih vetrov	90
5.2.1	Geostrofski veter	93
5.2.2	Gradientni veter	94
5.2.3	Ciklostrofski veter	99
5.2.4	Inercijsko gibanje	101
5.2.5	Vpliv trenja na geostrofski in gradientni veter	103
5.2.6	Antitriptični veter	105

5.2.7	Vpliv trenja na gibanje v planetarni mejni plasti	106
	Prizemna turbulentna plast in logaritemski profil vetra	106
	Planetarna mejna plast in Ekmanova spirala	109
5.3	Nestacionarne razmere	111
5.4	Vertikalna gibanja	112
5.4.1	Prosta konvekcija	113
5.4.2	Zavetrni valovi	114
6	Termodinamika atmosfere	117
6.1	Temperaturno polje v ozračju	117
6.1.1	Horizontalno polje temperature	118
6.1.2	Adveksijske spremembe temperature	119
6.1.3	Individualne in lokalne spremembe temperature	120
6.2	Viri in prenašanje toplote v atmosferi	121
6.2.1	Viri toplote v atmosferi	121
6.2.2	Sevanje v atmosferi	123
6.2.3	Sončno obsevanje	124
6.2.4	Sevanje tal in atmosfere	127
6.3	Energijska bilanca Zemlje, atmosfere in tal	129
6.3.1	Energijska bilanca planeta Zemlje	129
6.3.2	Energijska bilanca dela površja Zemlje	132
	Fazne spremembe vode na tleh	134
	Pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto	134
	Izmenjava zaznavne toplote (segrevanje-ohlajanje) s tur- bulenco in/ali drobno konvekcijo	134
6.4	Voda v atmosferi	136
6.4.1	Vodna para v zraku	136
	Parni tlak	136
	Specifična vlaga in razmerje mešanosti	137
	Relativna vlaga	138
	Temperatura rosišča	138
6.5	Adiabatni procesi v atmosferi	139
6.5.1	Nenasičeni adiabatni procesi	139
6.5.2	Nasičeni adiabatni procesi	142
6.5.3	Sila vzgona v atmosferi	143
6.5.4	Vertikalna stabilnost atmosfere	143
6.5.5	Dviganje zraka in nastanek oblakov	148
	Spreminjanje temperature rosišča z višino	148
	Nastanek oblaka ob prisilnem dvigu	149
	Nastanek oblakov zaradi termične konvekcije	150

6.6	Oblaki	151
6.6.1	Sestava oblakov	151
6.6.2	Oblike in rodovi oblakov	153
6.7	Megla	156
6.7.1	Nastanek in vrste megle	156
	Radiacijska megla	156
	Advekcijaska megla	157
	Frontalna megla	158
	Pobočna megla	158
6.7.2	Oblike megle	158
6.7.3	Razkroj megle	159
6.8	Padavine	160
6.8.1	Mehanizmi nastanka padavin v oblakih	160
6.8.2	Vrste padavin	164
6.8.3	Nastanek sodre in toče, požleda in zaledenitve	165
6.8.4	Padavinski pojavi	166
6.8.5	Izračun količine padavin	167
6.9	Voda na zemeljskem površju in v tleh	168
6.10	Snežna odeja	170
6.10.1	Mehanske spremembe v snežni odeji	170
6.10.2	Izotermna preobrazba snežne odeje – zrnjenje in srenjenje	172
6.10.3	Odjuga	173
6.10.4	Gradientna preobrazba snežne odeje – sreženje	174
6.10.5	Sezonska in stalna snežna odeja	175
7	Vremenski sistemi	177
7.1	Velikosti pojavov v atmosferi	177
7.2	Planetarno kroženje vetrov	178
7.2.1	Splošni vetrovi	179
7.2.2	Rosbyjevi valovi	181
7.3	Pojavi v sinoptični skali	184
7.3.1	Zračne mase	184
7.3.2	Anticikloni	186
7.3.3	Cikloni in fronte	187
7.3.4	Tropski cikloni, orkani, hurikani in tajfuni	194
7.4	Tipične sinoptične situacije nad Evropo in vreme v Sloveniji	196
7.4.1	Vreme po Sloveniji ob razširitvi azorskega anticiklona nad južno Evropo	197

7.4.2	Vreme po Sloveniji ob razširitvi sibirskega anticiklona nad srednjo Evropo	199
7.4.3	Vreme po Sloveniji ob prehodu hladne fronte prek srednje Evrope	201
7.4.4	Vreme po Sloveniji ob sredozemski ciklogenezi	204
8	Električni in optični pojavi	211
8.1	Elektrika v ozračju	211
8.1.1	Električno polje v ozračju ob lepem vremenu	211
8.1.2	Razdelitev naboja	213
8.1.3	Udari strel	216
8.2	Optični pojavi	218
8.2.1	Pojavi zaradi sipanja svetlobe	218
8.2.2	Pojavi v zvezi z ukrivljanjem žarkov skozi ozračje	220
8.2.3	Lom in odboj na kapljicah in kristalčkih – mavrica, hálo in sij na rosi	220
9	Fizikalne osnove klime	227
9.1	Opredelitev pojma klima, časovna in prostorska dimenzija	227
9.2	Fizikalni dejavniki klime	230
9.2.1	Fizikalne in kemijske lastnosti ozračja	231
9.2.2	Sončno obsevanje	234
9.2.3	Lastnosti tal	236
9.2.4	Advekcijski prenos energije in vlage	236
9.2.5	Reliefne oblike	237
9.3	Razlaga vzrokov za različne tipe klime na primerih	237
9.3.1	Klima, ki jo sooblikuje zalivski tok	238
9.3.2	Monsunska klima	240
9.3.3	Klima Slovenije	241
	Zmerno kontinentalna subpanonska klima vzhodne Slovenije	245
9.4	Vzroki za globalne spremembe klime	247
9.4.1	Klima v preteklih geoloških dobah	247
9.4.2	Morebitne spremembe klime v bodočnosti	248
10	Osnove napovedovanja vremena	253
10.1	Sinoptična analiza in prognoza vremena	254
10.2	Numerična analiza in prognoza vremena	257
10.2.1	Kratek zgodovinski pregled	257
10.2.2	Postopek numerične analize	259

10.2.3	Postopek numerične prognoze	260
10.3	Zelo kratkoročna in zdajšnja napoved vremena	263
10.4	Lokalni vremenski znaki	265
10.5	Meje napovedljivosti vremena	267
11	Onesnaženost zraka	271
11.1	Lokalna onesnaženost zraka	273
11.1.1	Najvažnejši polutanti v zraku pri tleh	273
	Žveplov dioksid SO ₂	273
	Dušikovi oksidi NO _x	273
	Ogljikov dioksid CO ₂	274
	Fotokemične reakcije v zraku pri tleh	275
11.1.2	Predpisi o emisijah in o količini polutantov v zraku pri tleh	276
11.1.3	Razširjanje polutantov v zraku	277
11.1.4	Vpliv vertikalne stabilnosti in reliefa na onesnaženost zraka	279
11.2	Globalne posledice onesnaževanja	280
11.2.1	Ogljikov dioksid CO ₂ in segrevanje ozračja	281
11.2.2	Stratosferski ozon O ₃	281
A	Standardna atmosfera po ICAO	285
B	Beaufortova skala in preglednica meteoroloških pojavov	289
C	Nasičeno vlažni zrak	293
D	Lista simbolov	297
D.1	Neodvisne spremenljivke	297
D.2	Odvisne spremenljivke in funkcije, parametri in konstante	297
D.3	Rodovi oblakov in okrajšave zanje	302
D.4	Kratice	302
	Literatura	303
	Stvarno kazalo	306

Predgovor

Učbenik, ki je pred vami, je napisan kot uvod v meteorologijo. Namenjen je predvsem študentom meteorologije na Fakulteti za matematiko in fiziko, ki jih predmet Osnove meteorologije v drugem letniku pripravi na glavne meteorološke predmete, s katerimi se srečajo v naslednjih letnikih: na Dinamično in Fizikalno meteorologijo, na Analizo in prognozo vremena, na Klimatologijo in na Meteorološka opazovanja in inštrumente. Poleg bodočih meteorologov meteorologijo, kot enega od dodiplomskih predmetov, študirajo na Ljubljanski univerzi še študenti pedagoške fizike na Fakulteti za matematiko in fiziko, študenti agronomije, zootehnologije, krajinarstva in gozdarstva na Biotehniški fakulteti, letalstva na Fakulteti za strojništvo, vodarstva in komunalnega inženirstva na Fakulteti za gradbeništvo in geodezijo, geografije na Filozofski fakulteti, študenti sanitarnega inženirstva na Visoki šoli za zdravstvo. Vsaj posredno, ali v okviru kakega drugega predmeta, se z meteorologijo srečajo tudi študenti Prometne fakultete ter še nekateri drugi študenti. Na podiplomskem študiju se vsaj z delom meteorologije seznanjajo študenti različnih smeri, npr. hidrologije, varstva okolja ali agrometeorologije.

Za tako širok krog študentov je težko napisati učbenik, ki bi pri razlagah lahko izkoriščal vse predznanje študentov. Pred leti sta Hočevar in Petkovšek napisala knjigo *Meteorologija – osnove in nekatere aplikacije*, ki je doživela vrsto ponatisov. Zato, da bi bila vsem razumljiva, sta skušala dogajanja v ozračju in ob tleh opisovati v čim bolj vsakdanjem jeziku in sta se opisa z matematičnimi izrazi lotila le takrat, ko je bilo to neizogibno. Njune razlage tako ostajajo še vedno zelo uporaben vir znanja. O tem priča tudi zadnji ponatis njunega učbenika iz leta 1995, ki ga toplo priporoča. Oba avtorja sta bila tudi najina učitelja in zato je marsikaj v najini knjigi podedovano tudi od njunega znanja in pristopa k obravnavi meteorologije.

Učbenik, ki je pred vami, se osnov meteorologije loteva z matematičnim orodjem naravoslovja in tehnike. Z njim si opisovanje nekaterih pojavov skrajšamo tako, da uporabljamo za njihov opis matematične pojme. Ko opisujemo razporeditev količin v prostoru in času, uporabljamo povezave, ki veljajo v

skalarnih in vektorskih poljih; to so npr. gradient v skalarnem polju ali divergenca v vektorskem polju. Vzroke in posledico opišemo z enačbo, ki povezuje posamezne vplive in njihov skupni rezultat. Pospeševanje je npr. posledica skupnega delovanja vseh sil. Ko iščemo ekstrem kakega pojava, uporabljamo npr. odvod. Ko skušamo zaobjeti celoto, si včasih pomagamo z integralom in podobno. Ker večina študentov na naravoslovnih in tehničnih študijih te pojme spozna še preden se srečajo z meteorologijo, bova pri pisanju tega učbenika možnost uporabe matematičnih pojmov in operacij izkoristila v čim večji meri. Za tiste pa, ki jih niso večši, v uvodu ponavlja osnovne pojme o nekaterih najnujnejših orodjih. Razloživa npr. individualni (substancialni) odvod, gradient in divergenca. Ne ukvarjava pa se s pojmom in tehniko odvajanja in integriranja, seštevanja ali množenja vektorjev, saj je to snov, ki jo dijaki srečajo že v srednjih šolah ali pa najkasneje v prvem letniku naravoslovnih in tehniških fakultet.

V knjigi so nekatere besedne zveze in odstavki glede na svojo pomembnost in težavnost posebej označeni.

- Kadar je neki pojem prvič omenjen oz. definiran, je natisnjen *ležeče*.
- **Posebno važne** ugotovitve, ki jih je treba imeti trdno vtisnjene v spomin, so poudarjene z izpisom s **krepkimi črkami**.
- * Malo težji odstavki, ki jih bralec, ki ga ne zanimajo vse podrobne izpeljave, lahko tudi preskoči, so natisnjeni z manjšimi črkami in so na začetku in koncu označeni z zvezdico. *

Novejših podobnih učbenikov iz osnov meteorologije tudi v tujih jezikih ni kaj dosti. Pred dvajsetimi leti je izšla npr. v angleščini napisana *Atmospheric science – an introductory survey* avtorjev Wallaca in Hobbsa. Zato sva se pri pisanju naslanjala na svoja predavanja, ki pa temeljijo na zapiskih Z. Petkovška in na že omenjeni knjigi Hočvarja in Petkovška. Prilagodila in poenostavila sva tudi snov, ki jo zajemajo novejše knjige o posameznih vejah meteorologije. Te knjige so dobri učbeniki za poglobljanje znanja iz dinamične meteorologije (H. Pichler, J. R. Holton), fizikalne meteorologije (H. G. Houghton, R. R. Rogers in M. K. Yau), sinoptične meteorologije ter analize in prognoze vremena (H. B. Bluestein, R. Daley), o klimi (A. S. Monin) in nekatere druge. Najina knjiga je ilustrirana predvsem s skicami, saj je njihova reprodukcija bistveno preprostejša in kvalitetnejša od reprodukcije fotografij. Za poglavje o merjenjih in meteoroloških inštrumentih nama je, poleg prodajnih katalogov tvrdk, ki izdelujejo meteorološke merilne naprave, prav prišla celo knjiga izpred druge svetovne vojne (E. Kleinschmidt, ur.). Marsi-

kaj sva šla pogledat tudi v prvi del *Fizike* (J. Strnad) in v *Toploto* (I. Kuščer, S. Žumer).

Da nisva nasedla na preveč čeri, sta zaslužna recenzenta Zdravko Petkovšek in Franc Cvelbar. Prvi nama je svetoval predvsem, kaj je nujno v podrobnostih razložiti že pri osnovah, kaj pa lahko počaka na obravnavo v okviru glavnih meteoroloških predmetov. Svetoval nama je tudi, kako kaj razložiti, da bo razlaga res razumljiva. Drugi pa je bistveno pripomogel k pedagoški in didaktično ustrezni obravnavi snovi. Oba sta naju opozorila tudi na marsikatero napako in močno izboljšala razumljivost vsebine. Velja jima iskrena zahvala! Hvala tudi lektorici Zvonki Leder–Mancini, ki je opozorila na mnoge jezikovne pomanjkljivosti in nedoslednosti in na povsem tipkarske napake. Pri oblikovanju knjige (v L^AT_EXu) nama je pomagal Gregor Gregorič, ki je narisal ali oblikoval tudi veliko slik; tudi njemu hvala! Društvu matematikov, fizikov in astronomov, ki je knjigo založilo, Oddelku za fiziko FMF in Katedri za meteorologijo tega Oddelka, Fakulteti za strojništvo in Fakulteti za gradbeništvo in geodezijo, ki so izdajo denarno podprli, sva seveda hvaležna za izid knjige.

Knjiga je seveda namenjena predvsem študentom. Zato sva si prizadevala, da bi bili ti z najinim izdelkom čim bolj zadovoljni. Prosiva jih, naj naju brez pomišljanja sami opozorijo na napake in slabše napisana poglavja ali odstavke.

avtorja, 1998

Seznam nekaterih učbenikov za poglobljanje znanja:

- A. Hočevar in Z. Petkovšek: *Meteorologija – osnove in nekatere aplikacije*, Ljubljana, Biotehnična fakulteta, 1995.
- J. Strnad: *Fizika – Prvi del, Mehanika/Toplota*, Ljubljana, DZS, DMFA, 1977.
- I. Kuščer in S. Žumer: *Toplota – Termodinamika, statistična mehanika, transportni pojavi*, Ljubljana, DMFA, ZOTKS, 1987.
- J. M. Wallace in P. V. Hobbs: *Atmospheric science – an introductory survey*, New York etc., Academic Press, 1977.
- E. Kleinschmidt (ured.): *Handbuch der Meteorologischen Instrumente*, Berlin, Springer, 1935.
- H. Pichler: *Dynamik der Atmosphäre*, Bibliographisches Institut, Mannheim etc., 1984.
- J. R. Holton: *An introduction to dynamic meteorology*, San Diego etc., Academic Press, 1992.

- H. G. Houghton: *Physical meteorology*, Cambridge, The MIT Press, 1985.
- R. R. Rogers in M. K. Yau: *A short course of cloud physics*, Oxford etc., Pergamon Press, 1989.
- H. B. Bluestein: *Synoptic-dinamic meteorology in midlatitudes*, New York/Oxford, Oxford University Press, 1993.
- R. Daley: *Atmospheric data analysis*, Cambridge etc., Cambridge University Press, 1991.
- A. S. Monin: *An introduction to the theory of climate*, Dordrecht, D. Reidel, 1986.

Predgovor k drugi izdaji

Prva izdaja knjige je bila razprodana v dobrem letu dni. Zato sva se lotila nove. Pri tem sva seveda popravila vse napake, ki sva jih v prvi izdaji odkrila sama ali pa so naju nanje opozorili drugi. Bralcem prve izdaje se zanje opravičujem. Kako misel ali trditev sva drugače, natančneje, preprosteje ali razumljiveje izrazila. Dodala sva nekaj novih odstavkov ali podpoglavij: npr. o prevajanju toplote v tleh, o planetarnem kroženju vetrov (7.2.1), o tropskih ciklonih (7.3.4). Novi so tudi tabela o vrednostih, ki določajo standardno ozračje (dodatek A), seznam kratic (dodatek C.4) in nekaj navedb literature.

avtorja, 2000

Predgovor k tretji izdaji

V času od izida druge izdaje je žal v snežnem plazu umrl moj kolega in prijatelj, soavtor knjige doc. dr. Tomaž Vrhovec. Tako sem moral za nekaj popravkov in prenovitev poskrbeti sam. Tomaž bi prav gotovo kaj dobrega svetoval s tem v zvezi – a kaj, ko se tragične usode ne da pretentati.

V tej izdaji je na novo napisano poglavje 6.8.5, ki opisuje izračun količine padavin – z željo, da bi bila razlaga preprostejša in nazornejša. Popravljene so nekatere napake, ki sem jih opazil ali so me nanje opozorili. Nova je tudi tabela o vrednostih nasičene vlažnosti (dodatek C; sedaj je prejšnji dodatek C – Lista simbolov – postal dodatek D).

J. Rakovec, 2006

1

Uvod

1.1 Kaj in kako proučuje meteorologija

1.1.1 Veje meteorologije

Meteorologija proučuje pojave v ozračju, jih opisuje, razlaga in jih skuša čimbolje napovedovati. Tako vsebuje po eni strani teoretične veje meteorologije in z njo povezane klimatologije ter po drugi strani nekatere veje operativne, vsakodnevne meteorološke dejavnosti. Meteorologija se torej ukvarja s prostorom, v katerem živimo, delamo, ki ga izkoriščamo. Tako so njeni izsledki neposredno uporabni v vsakdanjem življenju. Iz te želje po uporabnosti so se tudi razvile posebne specializirane veje meteorologije.

Teoretični veji meteorologije sta predvsem dinamična meteorologija in fizikalna meteorologija. Prva, *dinamična meteorologija* z uporabo splošnih zakonov dinamike, prilagojenih za ozračje, razlaga dogajanja v njem. Predvsem z obravnavo sil, gibanj, energijskih prehodov in drugih procesov razlaga vzroke za gibanje zraka in z njim povezane vremenske spremembe. Osnovna spoznanja so v obliki zakonov sicer stara kaki dve ali tri stoletja, dinamična meteorologija pa je današnji način proučevanja vpeljala nekako ob koncu XIX. stoletja in ga razvija še naprej. O tem nekaj več v naslednjem podpoglavju o metodah meteorologije, v 4. poglavju o osnovnih zakonih v ozračju in v 5. poglavju o hidrostatici in gibanju. *Fizikalna meteorologija* se ukvarja s termodinamiko ozračja, s sevanjem, z dogajanjem v oblakih in med oblačnimi delci, z električnimi in optičnimi pojavi v ozračju in podobno. Marsikatero področje fizikalne meteorologije je prav zdaj v polnem zamahu, npr. proučevanje dogajanj med delci v oblakih. O tem več v 6. poglavju o termodinamiki, v 8. poglavju o optiki in elektriki v ozračju in v 9. poglavju o klimi.

Klimatologija je sorazmerno stara veda, ki opisuje in proučuje klimo. Pri

tem se ne zadovolji zgolj z opisom klime posameznih predelov na osnovi podatkov o vremenskih stanjih v dolgoletnih obdobjih, torej s t. i. *klimatografijo*. Skuša tudi razložiti, zakaj je klima nekje taka, drugje pa drugačna. Zato je klimatologija tesno povezana s fizikalno meteorologijo. Pri klimatskih modelih ozračja, s katerimi skuša razložiti klimo v preteklosti in jo napovedovati za bodočnost, uporablja podobne modele kot prognostična meteorologija. Klimi je v tej knjigi posvečeno 9. poglavje.

Prognostična meteorologija napoveduje vreme. Pri tem se je v preteklosti naslanjala na metode *sinoptične meteorologije*, to je veje meteorologije, ki se je razvila do uspešne uporabnosti proti koncu XIX. in v začetku XX. stoletja. Na osnovi istočasnih opazovanj spremlja vremenska dogajanja nad velikim delom zemeljske površine in omogoča vremenske napovedi z ekstrapolacijo premikov in dogajanj v ozračju.

V drugi polovici XX. stoletja pa je sinoptično metodo preseгла metoda *numeričnega napovedovanja vremena*: z numeričnimi modeli izračunava rešitve enačb, ki opisujejo dogajanja v ozračju, in tako na osnovi izmerjenih podatkov daje osnovo za napoved vremena. Ta je rezultat modelske napovedi prognostičnih polj, pa tudi interpretacije tega, kako se neka polja nad obravnavanim območjem izražajo kot vreme tega območja. O napovedi vremena govori 10. poglavje naše knjige.

Nekatere operativne veje, ki pomagajo opazovati vreme, so v pomoč teoretičnim vejam meteorologije. Ena se ukvarja z *opazovanji in merilnimi inštrumenti v meteorologiji*. Razvoj ustreznih inštrumentov mora biti tak, da z njimi izmerimo vrednosti, ki so res reprezentativne za določeno uporabo. Tako je npr. termometer z zelo majhno toplotno kapaciteto uporaben za merjenje drobnih temperaturnih fluktuacij v turbulentnem okolju, tisti z veliko toplotno kapaciteto pa nudi reprezentativno vrednost temperature za neko širše območje (in služi npr. za potrebe napovedovanja vremena). Skrbno izbrani in vzdrževani standardi pri meteoroloških meritvah in opazovanjih so nujni pogoj za usklajeno delovanje meteorološke opazovalne mreže po vsej Zemlji. Nekatere merilne tehnike in metode obravnave in na njih temelječi podatki so sorazmerno zapletene in precej zaključene celote, zato sta npr. *satelitska meteorologija* in *radarska meteorologija* že kar precej samostojni veji meteorologije. Meritve in opazovanja obravnava v 3. poglavju.

Meteorologija je ena od komponent pri *proučevanju ozračja kot našega naravnega okolja*. Druge so npr. kemija ozračja, tehnologije omejevanja izpustov v ozračje in podobno. Pri proučevanju *onesnaženja ozračja* je treba poznati smer, ki prevladuje pri zanosu snovi od izpustov, in pogoje za razširjanje teh snovi. Včasih, predvsem kadar je dokaj vetrovno in ozračje vertikalno ni sta-

bilno, je razširjanje izdatno. Kadar pa je npr. pod temperaturno inverzijo zrak dokaj miren in s to inverzijo ločen od višjih plasti ozračja, pa je razširjanje le šibko: vse primesi ostajajo pod mejo inverzije. Človekov vpliv pri onesnaževanju zraka utegne vplivati tudi na spremembe klime. O tem v 9. poglavju o klimi in v 11. poglavju o onesnaženju zraka.

Naša knjiga se z *aplikativnimi vejami meteorologije* ne ukvarja podrobno (več o njih je npr. povedano v knjigi Hočevarja in Petkovška, 1995). Kljub temu moramo nekatere vsaj na kratko omeniti. *Biometeorologija* proučuje vpliv meteoroloških parametrov na žive organizme, to je na rastline, živali in človeka. Z njo je tesno povezana *medicinska meteorologija*; ta proučuje zdravstvene odzive človeka na vreme in njegove možnosti za ohranitev zdravja ob različnih, predvsem ekstremnih pogojih. Tudi *agrometeorologija* se z biometeorologijo delno prekriva (rastline in domače živali), delno pa posega na povsem druga področja kmetijstva, saj so opravila v kmetijstvu ali planiranje trajnih nasadov močno odvisna od vremena in klime.

Meteorologija skuša pomagati z nasveti tudi prometu in prispeva k skrbi za večjo varnost. Še najbolj sta od vremena vsakodnevno odvisna letalski promet in plovba po morjih. Zanju skrbita *letalska meteorologija* in *pomorska meteorologija*, ki sta metode svojega operativnega dela prilagodili potrebam teh dveh dejavnosti. Seveda je tudi promet po kopnem močno odvisen od vremena. Tega se manj zavedamo, kadar je vreme lepo in ugodno, precej bolj pa, kadar se avtomobili prebijajo npr. skozi gosto sneženje ali kadar je treba načrtovati uporabo primernih železniških vagonov za prevoz na zelo dolge razdalje ali npr. izdatno ogrevati kretnice na železniških tirih zato, da nemoteno delujejo. *Gradbena meteorologija* svetuje glede energetske primerne gradnje hiš v različnih klimatskih predelih, saj morebitno nekritično prenašanje arhitekturnih in gradbeniških rešitev iz enega predela v drugega lahko povzroči precejšnje nevšečnosti.

1.1.2 Metode v meteorologiji

Meteorologija proučuje in opisuje dogajanja v ozračju, predvsem tista, ki so oblikujejo vreme. Ker je matematično-fizikalna veda, si prizadeva, poleg opisovanja v vsakdanjem jeziku, svoja spoznanja zapisati tudi v matematični obliki. Opisuje torej, kako so v prostoru razporejene vrednosti posameznih spremenljivk, ki opredeljujejo razmere v ozračju: temperatura, gostota zraka, zračni tlak (ali pritisk), vlažnost, smer in hitrost vetra in še nekatere. Posebej obravnava stacionarne, ravnovesne razmere, ko ni časovnih sprememb. Ko so npr. dovodi in odvodi toplote za neki del zraka med seboj po količini enaki, se njegova temperatura ne spreminja. Spremembe stanj in vrednosti fizikalnih

količin ter prehode od enega tipa vremena v drugega obravnava meteorologija tako, da proučuje, kakšne so posledice neravnovesij. Med seboj neizenačene sile npr. povzročajo pospeške, neuravnovešena toplotna stanja pa ogrevanje ali ohlajanje ali fazne spremembe, npr. kondenzacijo vodne pare v kapljice, ali depozicijo na kristalčke in obratno.

Ko obravnavamo spremenljivke, ki so razporejene v prostoru, jih opisujemo kot *polja*: npr. razporeditev skalarnih količin temperature ali tlaka v prostoru imenujemo skalarno polje temperature oz. tlaka. Gibanje zraka opišemo kot razporeditev hitrosti v prostoru in govorimo o vektorskem polju vetra. Za obravnavo polj so zelo uporabne nekatere njihove izpeljanke: npr. operator *gradient*, uporabljen na skalarnem polju za vsako točko v prostoru, pove, v katero smer obravnavana količina najbolj narašča in kako močno narašča. Primer: tlak najbolj narašča navzdol, proti tlom, po horizontalni smeri pa, če je npr. jugozahodno od nas anticiklon, najbolj proti jugozahodu. Gradient skalarnega polja je torej vektor: povsod, v vsaki točki opiše velikost in smer najmočnejše spremembe obravnavane količine.

V vektorskem polju uporabljamo operatorje kot sta *divergenca* ali *rotor*: npr. raztekanje zraka opišemo z divergenco hitrosti vetra, kroženje ali vetrovno striženje pa z rotorjem hitrosti vetra.

Ta polja, ki so sicer tridimenzionalna, skušamo predstaviti grafično na več načinov: dvodimenzionalno v horizontalnih presekih na meteoroloških kartah, v vertikalnih presekih in v t. i. časovnih presekih. Danes se na zaslonih računalnikov že precej uporablja t. i. tridimenzionalna grafika. Ko ji dodamo še t. i. animacijo, torej časovno spreminjanje, je to že štiridimenzionalna grafika. Ko pa hkrati rišemo več spremenljivk (npr. z različnimi barvami) govorimo v žargonu o petdimenzionalni grafiki. Te kvazi tri-, štiri- ali petdimenzionalne slike lahko z zaslona preslikamo na papir.

Za podrobno in po količini natančno predstavitev polj uporabljamo dvodimenzionalne slike v izbranih presekih. Za skalarne spremenljivke na izbrani horizontalni ravnini povežemo točke z enako vrednostjo kake količine in dobimo t. i. izolinijske: vsakdo je že slišal za izoterme, izobare in podobno. Ponazoritev vektorskega polja je bolj zapletena. Veter na takem preseku narišemo npr. z množico puščic, ki s svojo različno dolžino ponazarjajo večjo ali manjšo hitrost.

Kadar narišemo horizontalni presek izbranega polja nad večjim geografskim območjem, ga imenujemo *karta* temperature, tlaka in podobno. Znani izraz karta uporabljamo tudi za *vremensko karto*, ki predstavlja grafični prikaz vremenskih značilnosti nad nekim območjem.

Za ponazoritev polj uporabljamo poleg kart (v horizontalnih presekih) še predstavitev skalarnih ali vektorskih količin v odvisnosti od višine, v *vertikal-*

nih presekih. Za ponazoritev sprememb v času rišemo npr. *časovne preseke*, na katerih vidimo, kako se npr. vertikalni profil temperature nad izbranim krajem spreminja iz ure v uro, v času več dni ali skozi letne čase.

Toda meteorologija se ne zadovolji samo z opisom stanja v spremenljivem ozračju v nekem času, temveč ugotavlja, kaj povzroči in kakšne so časovne spremembe teh spremenljivk. Pri tem uporablja osnovne fizikalne zakone, prilagojene za opis dogajanj v tekočinah (to je v kapljevinah in plinih, lahko rečemo tudi v fluidu, v kontinuumu). Zrak namreč teče kot vsak plin, ki mu gibanje ni omejeno s tem, da bi bil zaprt v neki prostor, in v nekaterih primerih teče skoraj podobno kot voda. Fizikalne zakone zato zapišemo v posebni obliki, ki upošteva, da se lahko obravnavanemu masnemu delu kapljevine ali plina pri premikanju skozi prostor oblika in velikost občutno spreminjata. Zato uporabimo pri Newtonovem zakonu (zakon o ohranitvi gibalne količine oz. povezava med silami in pospeški) pojem *masnega (substancialnega, popolnega oz. individualnega) odvoda*. Isti pojem uporabimo tudi pri zapisu zakonov o ohranitvi mase in energije v tekočinah. Pri opisovanju dogajanj v ozračju torej uporabljamo metode kinematike, dinamike in termodinamike tekočin.

Če uspemo zapisati najpomembnejše vzroke za dogajanja v matematični obliki na desni strani enačb, na levi pa njihove posledice v obliki časovnih sprememb posameznih meteoroloških spremenljivk, imamo sistem enačb, ki opisuje dogajanja v ozračju. Časovne spremembe so torej posledica skupnega delovanja posameznih vplivov, ki jih opisujejo posamezni členi na desni strani enačb. Če poznamo desno stran, lahko izračunamo vrednosti na levi: izvemo, kako hitre so časovne spremembe. Z integracijo sistema enačb v času od nekega znanega časa in z meritvami določenega stanja do novega časa izvemo, kakšno bo stanje jutri, pojutrišnjem ali čez nekaj dni. Dobili smo torej izračunano napoved polj meteoroloških spremenljivk za en, dva ali več dni vnaprej. Ker pa so na levi strani enačbe časovni odvodi (opis časovnih sprememb), na desni pa krajevni odvodi (opis krajevnih razlik), so te enačbe torej parcialne diferencialne enačbe. Za njihovo pravilno rešitev so (poleg enačbe same) pomembni začetni pogoji (poznavanje stanj ob nekem začetnem času, kar ugotavljamo z meritvami), pa tudi prostorski robni pogoji (npr. da se čez dan ob spodnjem robu obravnavanega prostora, to je ob tleh, temperatura spreminja v skladu s spreminjanjem energijske bilance ali da tam trenje ob tla zavira hitrost vetra). Pravilno reševanje sistema meteoroloških enačb (s pomočjo računalnikov) je osnova današnjih, sorazmerno uspešnih napovedi vremena.

Toliko na kratko za opis metod, ki jih uporablja meteorologija. Preden se lotimo opisa dogajanj v ozračju, ponovimo na kratko še nekatere matematične pojme in postopke, ki jih bomo pri tem uporabljali.

1.2 Nekateri matematični pojmi in postopki

1.2.1 Popolni diferencial in gradient

Ko opisujemo kako odvisno spremenljivko v prostoru in času, to storimo tako, da navedemo funkcijsko zvezo med to odvisno spremenljivko in neodvisnimi spremenljivkami prostora in časa, npr. za temperaturo T v kartezičnem sistemu (x, y, z) in v času t : $T = f(x, y, z, t)$. Vektorsko bi to zapisali kot $T = f(\vec{r}, t)$, pri čemer je \vec{r} radij vektor od izbranega izhodišča do katerekoli točke v prostoru.

Funkcija f je torej odvisna od prostora in časa in če je spremenljivka (v našem primeru temperatura T) zvezno porazdeljena v prostoru in če se tudi v času zvezno spreminja, potem so v vsaki točki prostora in ob vsakem času definirani njeni odvodi. *Popolni (totalni) diferencial* funkcije f je tedaj vsota delnih diferencialov po posameznih neodvisnih spremenljivkah:

$$df = \frac{\partial f}{\partial x} dx + \frac{\partial f}{\partial y} dy + \frac{\partial f}{\partial z} dz + \frac{\partial f}{\partial t} dt. \quad (1.1)$$

Če za zdaj ostanemo pri formalni razlagi zapisa, potem lahko za prve tri člene na desni strani enačbe ugotovimo, da vsebujejo tri parcialne krajevne odvode $\left(\frac{\partial f}{\partial x}, \frac{\partial f}{\partial y}, \frac{\partial f}{\partial z}\right)$ funkcije f in tri diferencialne krajevnih neodvisnih spremenljivk (dx, dy, dz) . Parcialni odvodi so odvodi po eni sami neodvisni spremenljivki in so pri tem odvajanju ostale tri neodvisne spremenljivke konstantne: npr. $\partial f / \partial x$ je odvod po x , pri čemer so y , z in t konstantne. Formalno lahko rečemo, da ti dve trojici predstavljata dva tridimenzionalna vektorja. Prvi je *gradient (grad)* funkcije f v poljubni točki v prostoru:

$$\text{grad } f = \nabla f = \left(\frac{\partial f}{\partial x}, \frac{\partial f}{\partial y}, \frac{\partial f}{\partial z} \right), \quad (1.2)$$

drugi pa diferencial radij vektorja do točke:

$$d\vec{r} = (dx, dy, dz). \quad (1.3)$$

Prvi trije členi v enačbi (1.3) so njun skalarni produkt, zato zapišemo tudi:

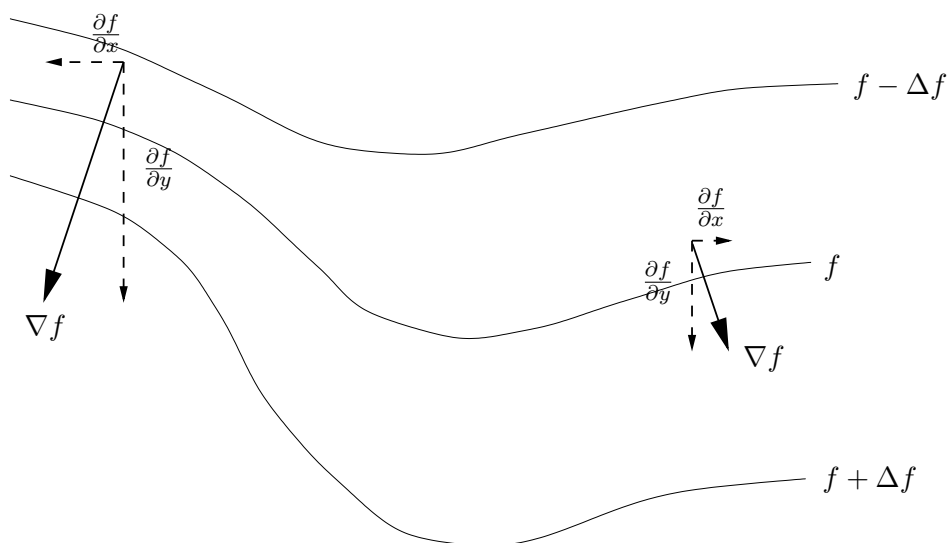
$$df = \text{grad } f \cdot d\vec{r} + \frac{\partial f}{\partial t} dt. \quad (1.4)$$

Tako smo formalno vpeljali pojem gradienta v polju skalarne funkcije (odvisne spremenljivke). *Gradient* je vektor, ki v izbranem času v vsaki točki kaže v smer, v katero ta spremenljivka najbolj narašča, njegova absolutna vrednost

pa pove velikost spremembe funkcije $f(\vec{r})$ v tisto smer (preračunane na enoto dolžine radij vektorja \vec{r}).

Za ta vektor, ki ga zapišemo s kratico $\text{grad } f$, pogosto uporabimo tudi diferencialni operator *nabla*: $\text{grad } f = \nabla f = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) f$. Operator *nabla* (∇) ima tudi sam obliko vektorja, le da so namesto vrednosti komponent vektorja diferencialna povelja $\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}$ razporejena v vektorski obliki $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$.

Če izolinije povezujejo točke z enako vrednostjo funkcije f , je torej gradient pravokoten na izolinije in kaže proti višjim vrednostim v polju f (slika 1.1). Še več o fizikalnem pomenu gradienta najdete v naslednjem podglavju 1.2.2.



SLIKA 1.1: Gradient v polju skalarne funkcije f kaže v vsaki točki v smer, v katero vrednost te funkcije najbolj narašča, sorazmeren pa je temu naraščanju: njegova velikost je $\Delta f / \Delta |\vec{r}|$.

Spremenljivka (naj spomnimo, da smo za obravnavo izbrali temperaturo T) je vezana na snov, saj vedno rečemo, da ima zrak, voda, zid neko temperaturo. (So sicer spremenljivke, ki niso vezane na snov, npr. gostota energijskega toka sončnega obsevanja; zanje pojem individualnega odvoda nima pomena). Zato je df diferencialna sprememba funkcije f , vezane na maso. V našem primeru, ko obravnavamo temperaturo, je torej $df = dT$ infinitezimalno majhna sprememba temperature neke izbrane zračne mase, nekega izbranega masnega dela zraka. Torej je df masni diferencial (ali po latinsko substancialni diferencial). Ker gre za neko izbrano maso, za nek poseben, izbrani del zraka, velja ta dife-

rencial za to individualno maso (za neko drugo maso neke drugje v prostoru so parcialni dovodi lahko drugačni in je torej tudi diferencial drugačen). Zato ga imenujemo tudi individualni diferencial. Za obravnavani pojem uporabljajo zelo veliko imen: *masni*, *snovni* (*substancijalni*), *popolni* (*totalni*) ali *individualni diferencial*. V tej knjigi bomo uporabljali poimenovanje »individualni«.

1.2.2 Individualna, advektivna in lokalna časovna sprememba

Zrak se po prostoru lahko premika. V času dt se lahko premakne za $d\vec{r}$ (za dx v eno, za dy v drugo in za dz v tretjo smer). Formalno dobljeni diferencial df lahko za količine, ki so vezane na maso, torej povežemo s fizikalnim pomenom, s premiki v prostoru $d\vec{r}$. In še naprej: če enačbo delimo z infinitezimalno časovno spremembo dt , dobimo:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial f}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial f}{\partial t}. \quad (1.5)$$

Če spoznamo, da so individualni, na maso vezani odvodi dx/dt , dy/dt in dz/dt v prejšnji enačbi pravzaprav komponente hitrosti tega izbranega dela zraka v treh smereh našega koordinatnega sistema in torej tvorijo vektor hitrosti $\vec{v} = (dx/dt, dy/dt, dz/dt)$, lahko zapišemo tudi:

$$\frac{df}{dt} = \text{grad } f \cdot \vec{v} + \frac{\partial f}{\partial t} = \nabla f \cdot \vec{v} + \frac{\partial f}{\partial t}. \quad (1.6)$$

Na levi imamo *individualni časovni odvod* funkcije (odvisne spremenljivke temperature), ki jo v prostoru in času predstavlja funkcija f , na desni pa razlago, da ta individualni odvod lahko izrazimo z dvema vplivoma: 1. kot *advektivno časovno spremembo* $\vec{v} \cdot \nabla f$, ko izbrana masa s hitrostjo \vec{v} potuje po prostoru, v katerem se vrednosti f spreminjajo iz kraja v kraj (kar opisuje gradient f), ter 2. kot *lokalni časovni odvod*, kot krajevno spremembo $\frac{\partial f}{\partial t}$ (zdaj nam pride prav, da smo poudarili, da je $\frac{\partial f}{\partial t}$ pri konstantnih x , y in z , torej v neki stalni točki, v nekem stalnem kraju).

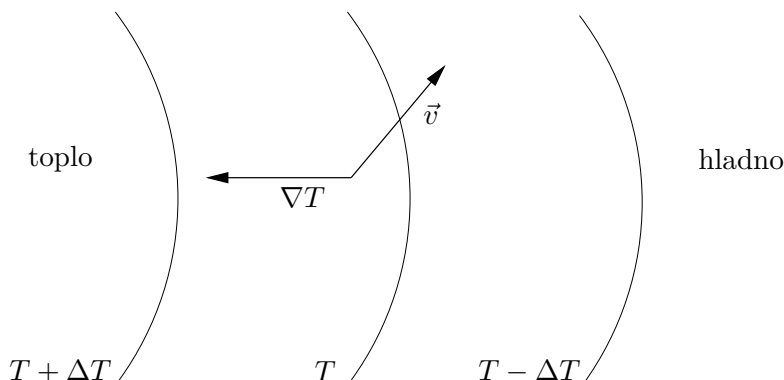
Še bolj nazorna je razlaga individualne, lokalne in advektivne časovne spremembe, če enačbo malo preuredimo. Zapišimo lokalni časovni odvod na levo stran enačbe:

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{df}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla f, \quad (1.7)$$

in razložimo to lokalno spremembo na primeru časovnih sprememb temperature (zraka) T :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla T. \quad (1.8)$$

V tej obliki nam enačba pove, da se lokalno, v neki točki, v nekem kraju, lahko temperatura spremeni: 1. zato, ker so se individualne lastnosti zračne mase spremenile, ker se je zračna masa, ki prekriva to območje, ogrela ali ohladila: dT/dt in 2. zato, ker je veter, ki s hitrostjo \vec{v} piha preko tega kraja, premaknil zračno maso in so v ta kraj prišli ali hladnejši ali toplejši deli te zračne mase (gradient namreč pove, da zrak nima povsod enake temperature, temveč da se iz kraja v kraj spreminja). Ali še bolj nazorno: recimo, da je zahodno od nas bolj toplo, vzhodno pa bolj hladno (slika 1.2). Poleg tega naj bo vreme jasno in piha naj veter z jugozahoda. Sonce bo ogrevalo tla, od tal se bo ogreval tudi zrak in zato se bo ta masni del zraka (individualno) ogreval. Poleg tega bo jugozahodni veter k nam prinašal vedno toplejši zrak. Oboje vpliva na dvig temperature v našem kraju. Lokalno se bo torej temperatura spreminjala zaradi individualnih časovnih sprememb in zaradi advekcije vedno toplejšega zraka.



SLIKA 1.2: Advektivna sprememba temperature: z jugozahodnikom prihaja nad obravnavano območje vse toplejši in toplejši zrak.

Še nekaj: produkt med hitrostjo \vec{v} in gradientom ∇T je skalarni produkt. To pomeni, da ko je hitrost pravokotna na gradient, torej vzporedna z izotermami (veter piha vzdolž izoterm), ne povzroča nikakršne spremembe. Največja pa je advektivna sprememba, kadar sta oba vektorja vzporedna; ogrevanje je največje, kadar veter piha nasproti gradientu (znak minus pred skalarnim produktom!), in ohlajanje najmočnejše, kadar veter piha vzporedno z gradientom (iz krajev z nizko temperaturo proti krajem z visoko). Več o tem v poglavju 6.1.2.

Tako smo spoznali, kakšna je *individualna*, kakšna *advektivna* in kakšna je *lokalna* (časovna) sprememba kake skalarne količine.

Kaj pa velja glede vektorjev, npr. za hitrost \vec{v} ? Formalno zapišemo tudi

individualno spremembo hitrosti \vec{v} nekega izbranega dela zraka enako, kot da bi bila hitrost skalar:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} + \frac{\partial \vec{v}}{\partial t}, \quad (1.9)$$

ali z lokalnim odvodom na levi strani enačbe:

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} = \frac{d\vec{v}}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla \vec{v}. \quad (1.10)$$

Individualna časovna sprememba je sprememba hitrosti nekega masnega dela zraka, njegov pospešek: ta del zraka se pospeši ali upočasni pač glede na morebitno neravnovesje vseh sil, ki delujejo nanj. Tudi adveksijski del ima podoben pomen kot pri skalarjih; tako kot lahko veter prinaša toplejše ali hladnejše zračne mase, lahko sam advektira tudi polje lastne hitrosti in se z njim približujejo bolj ali manj vetrovni deli zraka.

1.2.3 Razni koordinatni sistemi, naravni koordinatni sistem

Pri obravnavi gibanja zraka ali celotnega ozračja imamo več možnosti za pogled na dogajanje. En način je, da je naše izhodišče, naš pogled na procese vezan na Zemljo. Recimo, da štejemo razdaljo po zemeljskem površju v smeri zahod-vzhod od kakega poldnevnik (npr. Greenwicha): x kaže proti vzhodu, razdaljo v smeri sever-jug štejemo od ekvatorja (y kaže proti severu), navzgor pa merimo od povprečne gladine morja (z kaže navpično navzgor). Takrat rečemo, da smo izbrali *geografski koordinatni sistem*. Ker merimo vzdolž površine okrogle Zemlje, so smeri x – proti vzhodu, y – proti severu, in z – navpično navzgor iz kraja v kraj različne! Na primer: na severnem tečaju kaže os z proti zvezdi Severnici, na južnem tečaju pa prav v nasprotno smer! Pravzaprav velikokrat izražamo položaj v geografskem koordinatnem sistemu nekoliko drugače. Namesto neodvisnih spremenljivk x in y , ki predstavljata geometrijsko oddaljenost (merjeno od izhodišča po loku po zemeljski površini), največkrat uporabljamo kotni neodvisni spremenljivki λ in φ – *geografsko dolžino* in *geografsko širino*. Velja $x = r_Z \cos(\varphi) \lambda$ in $y = r_Z \varphi$, kjer je r_Z radij Zemlje.

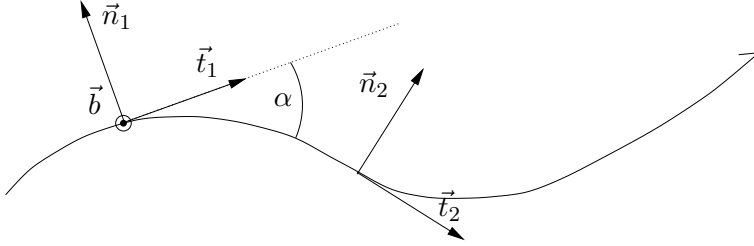
Predvsem takrat, kadar obravnavamo dogajanja tako majhnih horizontalnih razsežnosti, da je pri njih ukrivljenost zemeljske površine zanemarljiva, izberemo *lokalni kartezični koordinatni sistem* na tangencialni ravnini na Zemljo: x kaže od izhodišča proti vzhodu, y proti severu in z navpično navzgor (vse tri smeri so povsod po koordinatnem sistemu enake, npr. z kaže vedno v isto smer, pravokotno navzgor iz tangencialne ravnine).

Pri obeh načinih obravnavanja se koordinatni sistem vrta skupaj z Zemljo, kar povzroča, da imamo opravka s sistemskimi silami: s centrifugalno silo

zaradi vrtenja Zemlje, ki vpliva na vsa telesa, na tista, ki glede na Zemljo mirujejo, in na tista, ki se po Zemlji gibljejo, ter s Coriolisovo silo, ki vpliva samo na gibajoča se telesa oz. v naših obravnavah na premikajoči se zrak. O teh dveh silah bomo govorili kasneje v poglavju 4 o gibanju zraka. Omenimo še, da navadno vektor hitrosti pri takih obravnavah označujemo kot $\vec{v} = (u, v, w)$, torej u proti vzhodu, v proti severu in w navpično navzgor (kar velja za oba, za geografski in za kartezični koordinatni sistem).

Zračni tlak ali zračni pritisk je, kot bomo videli kasneje, predvsem hidrostatični tlak. Hidrostatični tlak pa z višino lahko le pada. Torej je tlak enolična funkcija višine in obratno, višina je enolična funkcija tlaka. Z meritvami skozi ozračje v meteorologiji merimo tlak (in ne višine; slednjo preračunavamo iz tlaka). Torej sta to že dva razloga, da pogosto uporabljamo t. i. *pritiskov koordinatni sistem* (x, y, p) , na kratko »p« sistem, namesto geografskega (x, y, z) . Če obdržimo iste smeri koordinatnih osi (saj se normala na ploskev konstantnega tlaka dokaj ujema s smerjo navpično navzgor), je edina razlika med geometrijskim in pritiskovim sistemom ta, da v navpični smeri uporabljamo le drugo merilo. Včasih pa uporabimo pravi pritiskov nepravokotni koordinatni sistem in za tretjo smer dosledno uporabimo normalo na ploskve konstantnega tlaka, ki se zaradi njihovega rahlega nagiba nekoliko razlikuje od smeri navpično navzgor. Te druge možnosti v tej knjigi ne bomo uporabili. Torej: naš »p« sistem je ortogonalen in tretja os kaže vedno v isto smer kot z . Tako sta tudi prvi dve komponenti hitrosti horizontalni, tretja pa vertikalna. Več o tem pri obravnavi dinamike ozračja.

Je pa še en koordinatni sistem, ki ga predvsem pri osnovah meteorologije zaradi nazornosti na široko uporabljamo predvsem pri obravnavi obsežnih pretežno horizontalnih zračnih tokov. To je t. i. poenostavljeni *naravni koordinatni sistem*, kjer kaže ena os vedno v smer gibanja. To je pravzaprav koordinatni sistem, vezan na obravnavani del zraka. Izhodišče potuje skupaj s tem zrakom vzdolž poti, po kateri merimo razdaljo kar z opravljeno potjo s . Glavna os (vzdolž poti s) kaže vedno naprej v smeri gibanja, tangencialno na trenutno hitrost: tja (v smeri tangente) kaže prvi enotski vektor \vec{t} . Privzamemo tudi, da se del zraka ne zvija vzdolž prve osi (zato »poenostavljeni« sistem). Tedaj druga os, normala (\vec{n}) kaže vedno horizontalno v levo od smeri gibanja, normalno na tangento. Tretja os, binormala ($\vec{b} = \text{konst.}$), pa tedaj kaže vedno navpično navzgor (slika 1.3). Čim bolj je ukrivljena *trajektorija*, to je črta, po kateri potuje izbrani masni del zraka, tem bolj se spreminjata vsaka od obeh med seboj pravokotnih smeri \vec{t} in \vec{n} . Za spremembi smeri velja, da sta sorazmerni *ukrivljenosti* trajektorije: $K_{traj} = 1/R_{traj} = d\alpha/ds$, ki pove, za kolikšen kot α se spremeni smer poti na enoto razdalje poti. Po dogovoru



SLIKA 1.3: Naravni koordinatni sistem za horizontalno gibanje: enotski vektor \vec{t} kaže v smeri tangente, \vec{n} ima smer normale, binormala \vec{b} pa kaže povsod navpično navzgor (iz lista papirja). Kot α je med \vec{t}_1 in \vec{t}_2 negativen, saj se na tem delu poti smer spreminja v negativnem smislu, v smeri urnih kazalcev. Zato je tudi ukrivljenost trajektorije K_{traj} na tem delu poti negativna.

štejemo ukrivljenost poti za pozitivno, če se smer poti obrača nasprotno urnih kazalcev, in za negativno, če se smer poti obrača v smeri urnih kazalcev. Pozitivni K_{traj} torej pomeni zavijanje v levo, negativni pa v desno.

Ker sta si \vec{t} in \vec{n} ves čas medsebojno pravokotna, za »poenostavljeni« primer $\vec{b} = \text{konst.}$ velja:

$$\frac{d\vec{t}}{ds} = \frac{d\alpha}{ds} \vec{n} = \frac{1}{R_{traj}} \vec{n} = K_{traj} \vec{n}, \quad (1.11)$$

in

$$\frac{d\vec{n}}{ds} = -\frac{d\alpha}{ds} \vec{t} = -\frac{1}{R_{traj}} \vec{t} = -K_{traj} \vec{t}. \quad (1.12)$$

Odkod pozitivni predznak v enačbi (1.11) in negativni v enačbi (1.12)? Ob zavijanju v negativno smer (v desno, v smeri urnih kazalcev – slika 1.3), ko je ukrivljenost $K_{traj} < 0$, se enotski vektor \vec{t} obrača v smer $-\vec{n}$, enotski vektor \vec{n} pa v smer $+\vec{t}$, in obratno: ob zavijanju poti v levo, ko je ukrivljenost $K_{traj} > 0$, se enotski vektor \vec{t} obrača v smer $+\vec{n}$ in enotski vektor \vec{n} v smer $-\vec{t}$.

V naravnem koordinatnem sistemu pogosto zapišemo vektor hitrosti kot produkt njene absolutne vrednosti V in enotskega vektorja v smeri prve osi \vec{t} :

$$\vec{v} = (V, 0, 0) = V\vec{t}. \quad (1.13)$$

Velikost hitrosti V je torej skalar, spreminjanje smeri hitrosti vzdolž poti pa opisuje sprememba smeri enotskega vektorja \vec{t} .

Z odvajanjem po času dobimo:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \frac{d(V\vec{t})}{dt} = V \frac{d\vec{t}}{dt} + \frac{dV}{dt} \vec{t} = \frac{V^2}{R_{traj}} \vec{n} + \frac{dV}{dt} \vec{t}. \quad (1.14)$$

V zgornji enačbi smo upoštevali, da je $d\vec{t}/dt = (d\vec{t}/ds)(ds/dt)$ in $d\vec{t}/ds = K_{traj}\vec{n} = \vec{n}/R_{traj}$ ter to, da je hitrost V po definiciji enaka v času opravljeni poti $ds/dt = V$.

Prvi člen na desni je radialni sistemski pospešek $\vec{n}V^2/R_{traj}$. Pri kroženju z enakomerno hitrostjo V po stalnem radiju R_{traj} se pojavi pospešek v smeri normale \vec{n} in velikosti V^2/R_{traj} . Ob obravnavi v naravnem koordinatnem sistemu, ki se giblje skupaj z obravnavano maso dm , je sistemski sila, ki »deluje« na maso, posledica rotacije koordinatnega sistema. Namesto o sistemskem pospešku lahko govorimo o sistemski centrifugalni sili. Če gledamo »od znotraj«, je torej V^2/R_{traj} velikost centrifugalnega pospeška, ki ima smer pravokotno na smer hitrosti. Pogled »od zunaj« pa pove, da mora neka zunanja sila povzročati, da se smer gibanja spreminja, saj bi se sicer masni del zraka gibal premočrtno. Ta sistemski radialni pospešek oz. sistemsko centrifugalno silo bomo upoštevali, ko bomo v naravnem koordinatnem sistemu obravnavali obsežna kvazi-horizontalna gibanja zračnih mas.

1.2.4 Tokovnice in trajektorije

Pri uvedbi naravnega koordinatnega sistema smo vpeljali pojem *trajektorije*, to je krivulje, po kateri se premika izbrani masni del zraka.

Naravni koordinatni sistem smo doslej uporabili za opis trajektorij, to je točk na krivulji, po kateri se giblje izbrani masni del zraka. S pridom pa ta koordinatni sistem lahko uporabimo tudi za opis točk na tokovnicah.

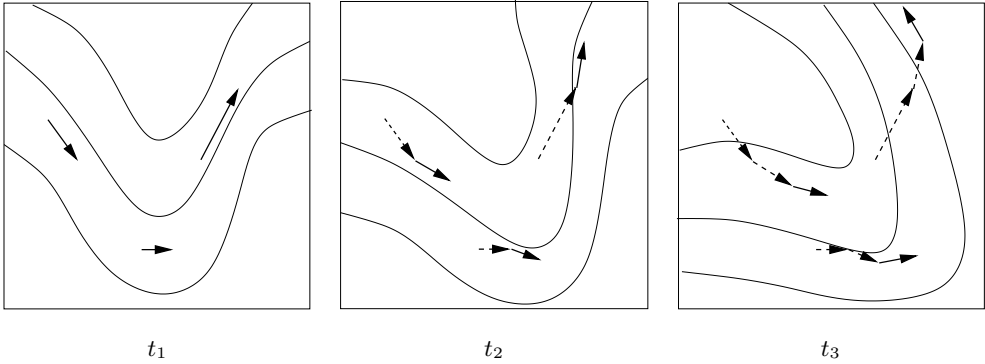
Trenutni položaj posameznih masnih delov v vseh točkah obravnavane tekočine opišemo z radij vektorjem \vec{r} do vsakega od teh masnih delov $dm(\vec{r})$. Kako se ti masni deli gibljejo, opišemo s tem, kako se njihova hitrost spreminja v času t : $\vec{v}(\vec{r}, t) = V(\vec{r}, t)\vec{t}(\vec{r}, t)$. Tako dobimo množico vektorjev hitrosti po vsem obravnavanem prostoru. Polje smeri, to je polje vseh enotskih vektorjev $\vec{t}(\vec{r}, t)$ lahko v vsakem časovnem trenutku predstavimo tudi tako, da te tangentne enotske vektorje povežemo med seboj s krivuljami. Te krivulje so *tokovnice* (slika 1.4). Tokovnice v opazovani tekočini kažejo v danem trenutku v smer gibanja masnih delov $dm(\vec{r})$.

Če se smeri tangentnih vektorjev v času spreminjajo, torej če je $\vec{t} = \vec{t}(\vec{r}, t)$, se spreminjajo tudi tokovnice. Neko izbrano maso dm , ki je bila v času t na mestu ene tokovnice, najdemo v naslednjem trenutku (v času $t + dt$) na mestu, kjer poteka druga tokovnica. Masni deli torej niso vezani na neko tokovnico, temveč, kot smo povedali že prej, potujejo po svoji trajektoriji. Če se polje vektorjev smeri \vec{t} s časom ne spreminja in se torej tudi tokovnice s časom ne spreminjajo, se masni deli dm gibljejo po tokovnicah. Tedaj tokovnice in trajektorije sovpadajo. Tok je tedaj tudi laminaren. (Ni pa sovpadanje

tokovnic in trajektorij omejeno le na stacionarni tok; lahko se npr. spreminja le velikost hitrosti, nič pa smer, pa še vedno velja, da tokovnice in trajektorije sovpadajo.)

Pri tokovnicah seveda ne moremo govoriti o kakih sistemskih silah ali popoških, saj ne gre za nikakršno potovanje mase v času po tem polju. Ker nismo vezani na izbrano maso, nimamo več opravka z individualnim časovnim odvodom, temveč samo s parcialnimi odvodi po krajevnih spremenljivkah. Tudi namesto ukrivljenosti trajektorije K_{traj} zdaj upoštevamo ukrivljenost tokovnice K_{tok} . Ti dve v splošnem nista enaki. (Pač pa za stacionarni primer – in kot smo rekli, za nekatere posebne nestacionarne primere – tokovnice in trajektorije sovpadajo in so tedaj ukrivljenosti enake: $K_{traj} = K_{tok} = K$ in $R_{traj} = R_{tok} = R$.)

Povezava med tokovnicami in trajektorijami pa je naslednja: trajektorije dobimo iz zaporednih slik tokovnic tako, da tangentne vektorje v enem časovnem trenutku (torej sliko tokovnic) povežemo s tangentnimi vektorji za naslednji časovni trenutek (torej pri povezovanju preidemo na tokovnice v naslednjem časovnem trenutku) in še za naslednji in tako naprej (slika 1.4).



SLIKA 1.4: Tokovnice in trajektorije v splošnem ne sovpadajo. Trajektorije dobimo iz zaporednih slik tokovnic (iz zaporednih meteoroloških kart) tako, da povežemo med seboj smeri gibanja na zaporednih slikah (kartah). Tokovnice so narisane z neprekinjenimi črtami, trenutne hitrosti so prikazane s polnimi puščicami, tiste iz prejšnjih slik pa s pikčastimi.

Ukrivljenost trajektorije je odvisna od spremembe smeri izbranega dela zraka, torej od individualne spremembe smeri α vzdolž poti s , ukrivljenost tokovnic pa velja za izbrani čas $t = \text{konst.}$; odvisna je torej od parcialnega odvoda smeri α po poti s :

$$K_{traj} = \frac{1}{R_{traj}} = \frac{d\alpha}{ds}, \quad K_{tok} = \frac{1}{R_{tok}} = \frac{\partial \alpha}{\partial s}. \quad (1.15)$$

1.2.5 Divergenca hitrosti in rotor hitrosti, vrtničnost

V poglavjih 1.2.2 in 1.2.3 smo uporabili diferencialni operator nabla ∇ na skalarni spremenljivki in prišli do gradienta, vektorske količine v sicer skalarnem polju (temperature, tlaka in podobno). Pri vektorskem polju dobimo z diferencialnim operatorjem nabla dve novi količini: *divergenco* in *rotor*. Poudarimo, da gre za krajevne spremembe obravnavane količine v nekem časovnem trenutku, torej pri $t = \text{konst.}$ Torej gre za trenutno vektorsko polje, ki ga lahko opišemo s tokovnicami.

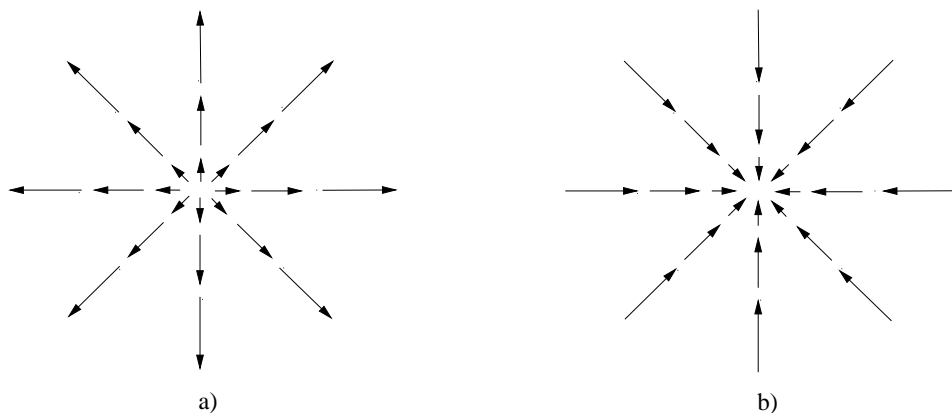
Divergenco obravnavamo pri meteorologiji predvsem v polju hitrosti. Je skalar. Zapišemo jo kot skalarni produkt vektorja \vec{v} in operatorja nabla $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$:

$$\text{div } \vec{v} = \nabla \cdot \vec{v}. \quad (1.16)$$

V kartezičnem koordinatnem sistemu se divergenca hitrosti $\vec{v} = (u, v, w)$ zapiše kot:

$$\text{div } \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (1.17)$$

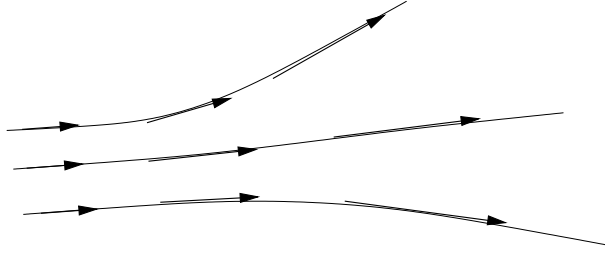
Za horizontalni tok $\vec{v}_h = (u, v, 0)$ se divergenca poenostavi v $\text{div } \vec{v}_h = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$.



SLIKA 1.5: Čista divergenca (a) in konvergenca (b).

Čisto divergenco kaže slika 1.5a. Ko je vrednost divergence negativna, imamo opravka s *konvergenco* (konvergenca je negativna divergenca). Čisto konvergenco kaže slika 1.5b. Slika 1.6 pa kaže splošen primer, ko je vrednost divergence pozitivna.

Kar takoj povejmo, da je v ozračju tridimenzionalna divergenca hitrosti zelo majhna: $\text{div } \vec{v} \approx 0$. Če bi se zrak od nekod raztekal na vse tri strani, bi



SLIKA 1.6: Divergenca zaradi povečevanja hitrosti vzdolž tokovnic in zaradi njihovega raztekanja.

ga tam kaj kmalu zmanjkovalo in tlak bi se znižal, zato bi se raztekanje hitro ustavilo. Pač pa imamo lahko horizontalne konvergence ali divergence hitrosti (stekanja oz. raztekanja zračnih mas), ki jih potem nadomeščajo vertikalna dviganja ali spuščanja zraka:

$$\operatorname{div} \vec{v} \approx 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \approx -\frac{\partial w}{\partial z}. \quad (1.18)$$

Tudi pri divergenci je uporaba naravnega koordinatnega sistema zelo uporabljana in nazorna.

* Ko računamo skalarni produkt med operatorjem nabra in vektorjem hitrosti pa v tem koordinatnem sistemu upoštevamo možnost, da sosednji tokovnici nista vzporedni; da imata torej tangentska vektorja različni smeri α , ko preidemo v normalni smeri iz ene tokovnice na sosednjo: $\partial \vec{t} / \partial n = \vec{n}_{tok} \frac{\partial \alpha}{\partial n}$. Omejimo se na dvodimenzionalno gibanje zraka, ko je $\vec{v}_h = V \vec{t}$ in $\nabla_h = \vec{t} \partial / \partial s + \vec{n}_{tok} \partial / \partial n$. Skalarni produkt izračunamo kot: $\operatorname{div} \vec{v}_h = \nabla_h \cdot \vec{v}_h = \vec{t} \partial(V \vec{t}) / \partial s + \vec{n}_{tok} \partial(V \vec{t}) / \partial n = \vec{t} \cdot \vec{t} \partial V / \partial s + \vec{t} \cdot \partial \vec{t} / \partial s V + \vec{n}_{tok} \cdot \vec{t} \partial V / \partial n + \vec{n}_{tok} \cdot \partial \vec{t} / \partial n V$. V tej vsoti štirih členov sta drugi in tretji člen enaka nič (saj vsebujeta skalarna produkta dveh pravokotnih enotskih vektorjev), prvi in četrti pa od nič različna. *

Za divergenco hitrosti v dvodimenzionalnem polju v naravnem koordinatnem sistemu dobimo:

$$\operatorname{div} \vec{v}_h = \frac{\partial V}{\partial s} + V \frac{\partial \alpha}{\partial n}. \quad (1.19)$$

Tu prvi člen pove, da je v splošnem dvodimenzionalnem toku divergenca lahko posledica spremembe hitrosti vzdolž poti, drugi pa, da je divergenca lahko posledica raztekanja tokovnic, ko so smerni koti posameznih sosednjih tokovnic lahko različni (slika 1.6). Več o divergenci bomo povedali pri obravnavi zakona o ohranitvi mase – pri t. i. kontinuitetni enačbi.

Včasih so tokovi zaviti, ukrivljeni. Hitrost se lahko spreminja tudi prečno na svojo smer. Spreminja se lahko ali samo velikost hitrosti ali smer ali pa

oboje. Ko gre za veter v ozračju, imenujemo take krajevne spremembe hitrosti vetra prečno na smer *vetrovno striženje*.

Kako močno je zračni tok ukrivljen in koliko je v njem vetrovnega striženja, povemo z *rotorjem hitrosti*:

$$\text{rot } \vec{v} = \nabla \times \vec{v}, \quad (1.20)$$

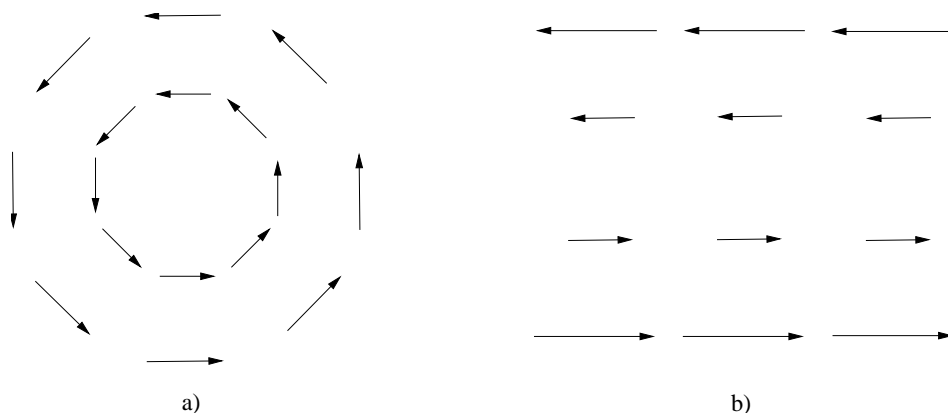
ki je vektorski produkt operatorja ∇ in vektorja hitrosti \vec{v} . Splošno je rotor tridimenzionalni vektor, npr. v kartezičnem koordinatnem sistemu

$$\text{rot } \vec{v} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (1.21)$$

Kadar je tok dvodimenzionalen, to je horizontalen: $\vec{v} = (u, v, 0)$ in kadar se hitrost z višino ne spreminja ($\partial \vec{v}_h / \partial z = 0$), ostane od rotorja le tista komponenta, ki kaže navpično navzgor:

$$\text{rot } \vec{v} = \left(0, 0, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (1.22)$$

Velikost te komponente rotorja $\vec{k} \cdot \text{rot } \vec{v}$ ima posebno ime, in sicer *vrtničnost*, in posebno oznako ζ zato, ker z njo opišemo veliko večino kroženja in horizontalnega vetrovnega striženja pri obsežnih kvazihorizontalnih gibanjih v ozračju. Sliki 1.7a in b kažeta nekatere čiste primere horizontalnega gibanja s pozitivno vrtničnostjo.

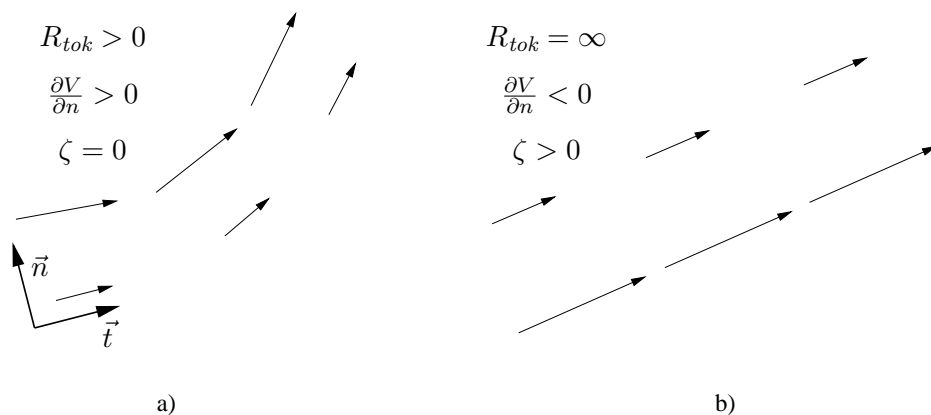


SLIKA 1.7: Vrtničnost dvodimenzionalnega toka zaradi čiste rotacije (a) in zaradi čistega striženja hitrosti (b).

Naravni koordinatni sistem omogoča tudi zelo nazoren opis vrtničnosti. Ker je $\vec{v}_h = V\vec{t}$ in $\nabla_h = (\vec{t}\partial/\partial s + \vec{n}_{tok}\partial/\partial n)$, dobimo:

$$\zeta = \vec{k} \cdot \text{rot } \vec{v}_h = \frac{V}{R_{tok}} - \frac{\partial V}{\partial n}. \quad (1.23)$$

Prvi člen opisuje vrtničnost zaradi ukrivljenih tokovnic (krožečega načina gibanja), drugi pa opisuje vrtničnost zaradi vetrovnega striženja, to je zaradi spreminjanja velikosti hitrosti v smeri, ki je pravokotna na tokovnice. To nam pove, da imamo lahko vrtničnost pri ravnem toku, če je v njem striženje hitrosti, ter da imamo lahko tudi kroženje brez vrtničnosti, če drugi, strižni člen ravno kompenzira prvega zaradi ukrivljenih tokovnic (sliki 1.8a in b).



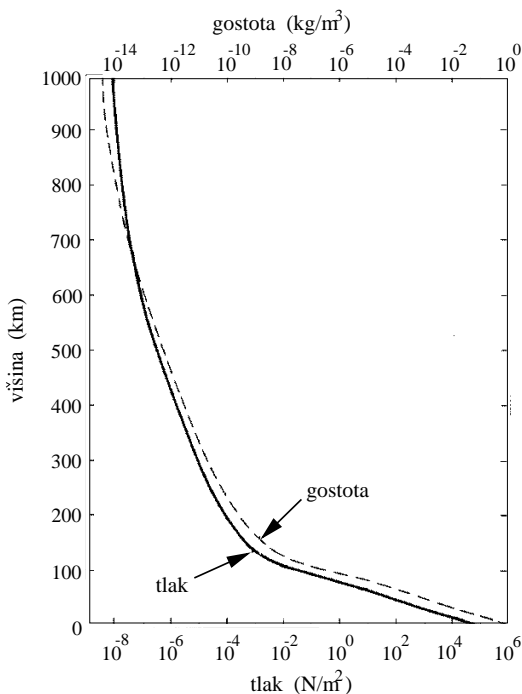
SLIKA 1.8: Vrtinčnost v naravnem koordinatnem sistemu: Pri (a) je sicer kroženje, a je vrtničnost vseeno enaka nič, ker vplivu kroženja nasprotuje vetrovno striženje. Pri (b) pa je (podobno kot na sliki 1.7b) vrtničnost kljub ravnemu toku od nič različna prav zaradi striženja hitrosti.

2

Ozračje

Plinasti ovoj okrog Zemlje je najgostejši pri tleh, z višino pa gostota in tlak (ki je približno hidrostatičen, in je torej posledica teže zraka) padata približno eksponentialno (slika 2.1). Tako ne moremo reči, kje je zgornja meja ozračja, ker te zgornje meje ni. Toda če se omejimo npr. na relativne deleže, je 80 % ali 90 % vse mase zraka pod višino 11 km oz. 16 km in 99 % vse mase zraka pod višino okrog 30 km.

Spodnji del ozračja, *troposfera*, v kateri se dogaja vreme, sega nad ekvatorialnimi predeli kakih 17 km visoko, v polarnih predelih pa tja do višine okrog 9 km. Debelina troposfere, v kateri je kakih 80 % vse mase zraka, je povprečno okrog 11 km. V primerjavi z velikostjo Zemlje, katere polmer je okrog 6400 km, je torej ozračje zelo tanko.



SLIKA 2.1: Približno eksponentno upadanje zračnega tlaka in gostote zraka z višino (po Weastu 1985–86).

2.1 Sestava zraka

Zrak sestavljajo nekateri plini v stalnih razmerjih, drugih, kot npr. vodne pare, je ponekod več, drugeje manj. Poleti je pri tleh na splošno več vlage, pozimi pa manj. Delež glavnih sestavin zraka kaže tabela 2.1. Največ je dušika N_2 in kisika O_2 . V zraku so poleg argona, katerega delež je okrog 1 %, še drugi žlahtni plini (neon Ne, helij He, kripton Kr in ksenon Xe), ki prispevajo skupaj pod 0,01 %. V ozračju je tudi nekaj metana CH_4 . Poleg molekularnega kisika O_2 sta predvsem v višjih plasteh ozračja tudi triatomni ozon O_3 in enoatomni kisik O. Vodne pare je od nekaj promil do nekaj odstotkov.

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

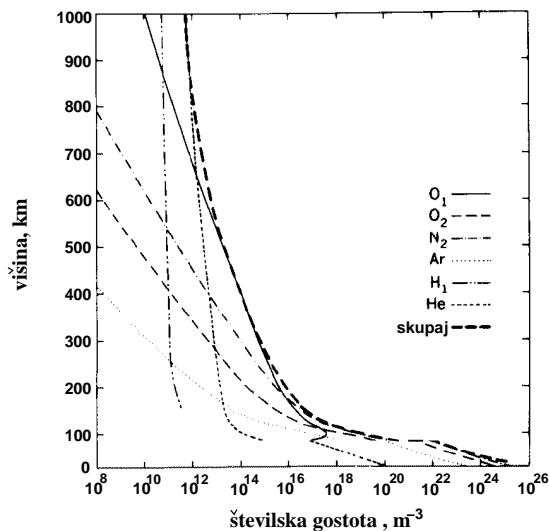
* masni delež je izračunan iz volumenskega deleža z množenjem z M_i/M

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

TABELA 2.1: Sestava suhega zraka pri tleh (vrednosti so zaokrožene; za standard ICAO glej dodatek A).

Ker so molekule nekaterih sestavin zraka težje, drugih pa lažje (tabela 2.1), bi bili v povsem mirnem ozračju težji plini zbrani bolj pri tleh, lažji pa bolj v višinah. Toda v atmosferi so vertikalni tokovi in vertikalno mešanje. Zato so stalne sestavine zraka med seboj dobro premešane in do višine nekaj deset kilometrov je njihovo razmerje precej stalno. Omenjeno odvisnost deleža od višine pa opazimo v visokih plasteh ozračja, nad višino kakih 100 km, kjer prevladata vodik in helij nad drugimi, težjimi molekulami ali atomi (slika 2.2).

Količina nekaterih plinov v ozračju kaže izrazito odvisnost od letnih časov. V zadnjem stoletju količina nekaterih plinov narašča. Oboje velja npr. za ogljikov dioksid CO_2 , ki močno sodeluje v vegetacijskem ciklusu in ima zato letne fluktuacije za ± 1 %, poleg tega pa se je količina v zadnjih 30 letih povečala za okrog 30 % (slika 6.7). Tudi delež ozona, ki ga je pri tleh malo, se spreminja v letnem ciklusu: od okrog $2 \cdot 10^{-6}$ pozimi do $7 \cdot 10^{-6}$ poleti. Relativni delež ozona v ozračju z višino narašča. Še več: količina ozona z višino narašča celo absolutno (glej sliko 2.3 in številske podatke v poglavju 2.3.2 o stratosferi). Zadnja leta opažajo, da je sicer normalni primanjkljaj ozona spomladi nad polarnimi predeli vse bolj izrazit. Več o obojem v poglavjih 6.3 in 9.4.



SLIKA 2.2: Številska gostota molekul in atomov posameznih sestavin zraka po višini (po Weastu, 1985–86).

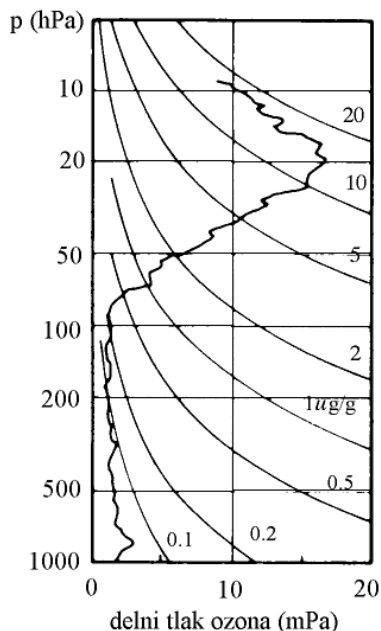
Lokalno ali regionalno so v zraku še plini, izpuščeni iz industrijskih procesov, kurišč, izpuhi i z avtomobilov in podobno, ki jim pravimo polutanti: npr. žveplov dioksid SO_2 dosega koncentracije do okrog 100 ppmv (volumskih delov na milijon delov vsega zraka), delež dušikovega dioksida NO_2 pa je do okrog 2 ppmv. To je malo v primerjavi z di-dušikovim oksidom N_2O , ki je stalna sestavina zraka in ga je 50 ppmv.

Zaradi nekaterih spremenljivih sestavin je tudi molska masa zraka kot mešanice plinov nekoliko spremenljiva. Za suh, čist zrak bi dobili povprečno vrednost *molske mase zraka* $M = 28,966 \text{ kg/kmol}$. Z uporabo plinske enačbe in s standardnimi vrednostmi na morskem nivoju: za temperaturo $15 \text{ }^\circ\text{C}$, za gostoto $1,225 \text{ kg/m}^3$ in tlak $1013,25 \text{ hPa}$ pa dobimo za molsko maso zraka $M = 28,964 \text{ kg/kmol}$. Približno si zapomnimo $M = 29 \text{ kg/kmol}$.

Poleg plinov so v zraku še trdni delci in kapljice, ki jim pravimo *aerosol*; to so naravni delci: prah, pelod, dim od gozdnih požarov, kapljice in sol iz morja ter delci, ki so posledica človekovih dejavnosti, npr. dim iz dimnikov in izpuhov.

2.2 Potek temperature, gostote in tlaka z višino

Temperatura zraka, ki je različna iz kraja v kraj, se med letom spreminja, predvsem pri tleh pa se spreminja tudi v dnevnem ciklusu ter seveda glede na



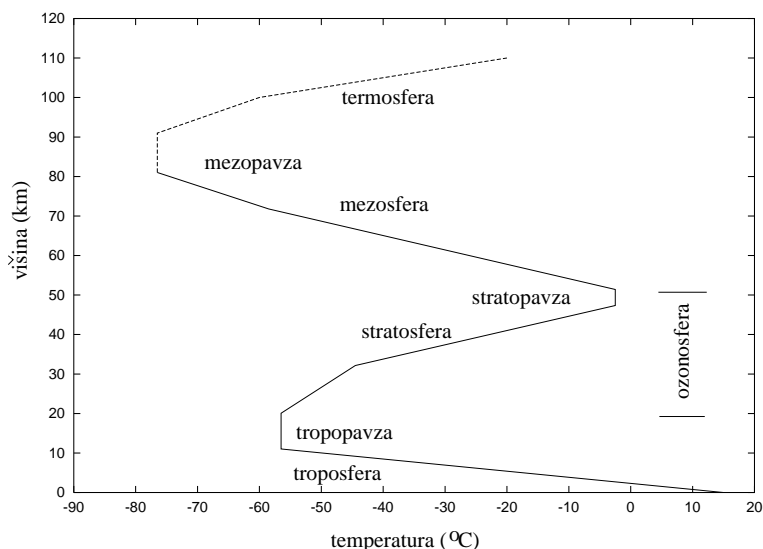
SLIKA 2.3: Delni tlak ozona O_3 v ozračju po višini in njegova koncentracija (ukrivljene izolinije – v $\mu\text{g/g}$) glede na skupno maso zraka za neki konkreten primer – ob kaki drugi priliki bi bila razporeditev ozona O_3 z višino lahko tudi nekoliko drugačna (Hering in Borden, 1967, po Warnecku, 1988).

вреme. Ob tem, da se včasih nad nekim območjem zbere večja masa zraka, drugič pa je tam zraka manj, se spreminja tudi tlak. Zato v ozračju ni neke stalne porazdelitve temperature, tlaka, gostote niti po horizontalni smeri niti z višino. Povprečno dobimo z merjenji in modelskimi izračuni za celo površino Zemlje neko porazdelitev teh količin po višini. Predvsem za potrebe letalstva (*altimetrije* – določanja višine preko merjenja tlaka) je bilo v zgodovini usklajenih že kar nekaj t. i. *standardnih atmosfer*. Mednarodni standard do višine 80 km nad tlemi je usklajen med Svetovno meteorološko organizacijo (WMO) in Mednarodno organizacijo za civilno letalstvo (ICAO) in od njega se posamezni nacionalni standardi nekoliko razlikujejo le v velikih višinah, npr. ameriški nad 32 km.

2.2.1 Standardna atmosfera po ICAO

Pri tako imenovani standardni atmosferi ICAO uporabljamo za specifično plinsko konstanto za zrak vrednost $R = 287,05287 \text{ J}/(\text{kg K})$. Ker je tlak posledica teže, specifična sila teže \vec{g} pa ni po vsej Zemlji enaka, pa tudi z višino pada,

pri natančnih izračunavanjih za določen kraj upoštevamo dejansko vrednost g in ne standardne vrednosti g_0 .



SLIKA 2.4: Potek temperature z višino za standardno atmosfero ICAO in značilne plasti ozračja. (Potek temperature po ICAO standardu do geopotencialne višine 80 km, od tam naprej ICAO nima definicij, pač pa je tam po USA standardni atmosferi 10 km izotermije, nad njo pa porast kinetično definirane temperature z višino v termosferi.)

Zato se v meteorologiji dosti uporablja t. i. geopotencialna višina H :

$$H = \frac{1}{g_0} \int_0^z g(z) dz, \quad (2.1)$$

pri čemer velja kot standardna vrednost specifične sile teže $g_0 = 9,80665 \text{ m/s}^2$ (WMO, 1988). Uporaba prave lokalne vrednosti g oz. geopotencialne višine je bistvena pri računanju horizontalne sile gradienta tlaka. Za povprečno standardno atmosfero, ki velja za Zemljo kot celoto, se krajevne razlike v vrednostih g zanemari in povsod velja kar standardna vrednost g_0 . Pri tem upoštevamo zgolj kvadratno upadanje pospeška g z višino. Zato za potrebe izračuna standardnega ozračja dovolj dobro velja tudi $H = zr_Z/(r_Z + z)$, kjer je z geometrijska nadmorska višina, r_Z pa povprečni radij Zemlje $r_Z = 6370,949 \text{ km}$. Geometrijska in geopotencialna višina se po tej enačbi na višini 1 km od tal razlikujeta za dobrih 15 cm, na višini 10 km za 15 metrov, na višini 50 km za malo manj kot 400 m in na višini 80 km za dober kilometer (H je manjši od z).

Pri morskem nivoju je privzet tlak $p_0 = 1013,25$ hPa (hektopascal) = 1013,25 mbar, temperatura $T_0 = 288,15$ K = 15 °C in gostota $\rho_0 = 1,225$ kg/m³. Potek tlaka in gostote z višino smo že prikazali na sliki 2.1, potek temperature pa je prikazan na sliki 2.4.

Standardna atmosfera opisuje povprečni potek značilnih spremenljivk v ozračju. Ob nekem času in v nekem kraju so razmere lahko tudi zelo različne od tega povprečja: pri tleh je lahko bistveno hladneje ali topleje. Troposfera, v kateri temperatura pada z višino, sega lahko precej više ali precej niže od 11 km in v njej so lahko tudi plasti, kjer temperatura ne le da ne pada za 6,5 K/km, temveč je stalna (izotermne plasti) ali narašča (plasti s temperaturno inverzijo). Med drugim to pomeni tudi, da višina, ki jo določamo po izmerjenem tlaku, ni skoraj nikoli prava višina, pa čeprav smo tlak izmerili povsem pravilno (glej enačbo 5.5).

2.3 Značilne plasti v ozračju

Ozračje delimo na plasti predvsem glede na hidrostatično stabilnost, ki je odvisna od poteka temperature z višino (stabilnost je pojasnjena v poglavju 6.5.4). Spodnja plast je *troposfera*; v njej temperatura pada z višino, kar omogoča občasno hidrostatično labilnost, zato so tu tudi vertikalni zračni tokovi in vremenska dogajanja. Nad njo, v *stratosferi*, temperatura narašča z višino, zato je tu stabilnost velika in ni vertikalnih gibanj. Stabilnost je glavni vzrok, da v stratosfero ne prodre kaj dosti vlage od tal: torej je stratosfera brezoblačna plast kroginkrog Zemlje. Le včasih se v njej pojavijo zelo redki prosojni biserni oblaki (ponavadi vidni le, ko je pri tleh že mrak, če jih v višini kakih 20 do 30 km še vedno osvetljuje sonce). Še nad njo, v *mezosferi*, temperatura spet pada z višino, tako da so vertikalna gibanja sicer možna, toda ker vodne pare tam skoraj ni, tudi ni oblakov. Včasih sicer opažajo t. i. nočne svetleče se oblake na višinah med 75 in 90 km, toda to verjetno niso vodni oblaki, temveč jih morda sestavlja vesoljski prah. Še nad mezosfero je *termosfera*, kjer je ozračje že zelo zelo redko in prehaja v vesoljski prostor (slika 2.4).

2.3.1 Troposfera

V spodnji plasti ozračja, v *troposferi*, seže neposreden dinamičen vpliv tal (predvsem zaradi trenja) do višine kakih 1500 m nad tlemi. Tik pri tleh je *laminarna plast* zraka, ki je nad homogenimi tlemi debela nekaj mm. V njej je zrak nekako prilepljen k tlom in se od njih ne more dvigniti. Nad njo je *prizemna turbulentna plast*, nad homogenim terenom debela kakih 100 m ali nekaj več. Ta je del *planetarne mejne plasti*, ki sega (spet nad homogenim terenom)

do višine okrog 1500 m. V tej plasti je tudi najmočnejša izmenjava toplote in vlage med tlemi in ozračjem. (Več o posebnostih teh plasti v poglavju 5.2.7.) Nad njo je *prosto ozračje*, ki sega do *tropopavze*, kjer se potek temperature z višino obrne. To je, kot smo že omenili, v tropih kakih 17 km visoko, v polarnih predelih pa kakih 9 km visoko. Včasih, ko je ozračje labilno in se od tal proži konvekcija, sega neposredni vpliv tal navzgor skozi celotno troposfero in tedaj v njej ni posebne mejne podplasti. Spet drugič, ko je npr. na kaki višini nad tlemi stabilna plast s temperaturno inverzijo, pa seže vpliv tal samo do te plasti.

V troposferi se dogaja vreme. Troposfera namreč v splošnem hidrostatično ni zelo stabilna (o stabilnosti govori poglavje 6.5.4). Občasno je zmerno stabilna, včasih je na meji nevtralnosti, včasih pa se v labilnih predelih sproži konvekcija, ki v višine nosi toploto in vlago od tal. Ob tem se zrak adiabatno ohlaja, pojavljajo se oblaki, včasih tudi padavine. Konvekcija seže samo do vrha troposfere, to je do *tropopavze*. Tam namreč – za troposfero značilno – padanje temperature z višino preide v izotermijo. Nato temperatura z višino narašča. To pomeni močno stabilnost, kar zaustavi morebitna vertikalna gibanja. Zato tudi oblaki sežejo samo do vrha troposfere: včasih celo vidimo, kako se vrhovi oblakov, ko zadenejo ob *tropopavzo*, ob tej oviri horizontalno razširijo (npr. v obliko nakovala pri kumulonimbusih; glej naslovnico).

2.3.2 Stratosfera

Od vrha troposfere navzgor je navadno nekaj kilometrov debela plast izoterije, to je *tropopavza*. Od nje navzgor, do *stratopavze*, to je do višine kakih 50 km nad tlemi (po ICAO standardu do višine 47 km), do *stratopavze* sega del *stratosfere*, v kateri temperatura zaradi absorpcije ultravijoličnega sončnega sevanja narašča z višino. Zato je glavna značilnost stratosfere močna hidrostatična stabilnost, ki zavira vsa morebitna vertikalna gibanja. Ker se zrak ne dviga in ne spušča, tudi ni adiabatnega ohlajanja oz. segrevanja. Zato tudi ni faznih sprememb vode: torej je stratosfera vedno brezoblačna. Še nekaj: ker so vsa vertikalna gibanja močno dušena, tudi tok zraka tam ni zelo turbulenten. Jasnina in maloturbulentni vetrovi so kot nalašč za letalstvo. V spodnji stratosferi so zato glavni letalski koridorji za daljše prelete.

Stratosfera je tudi plast, kjer je dosti ozona O_3 , ki absorbira ultravijolični (UV) del sončnega sevanja. Ozon nastaja pri fotokemičnih reakcijah z ultravijoličnim sevanjem, obenem pa je ozon tisti, ki precejšen del tega sevanja absorbira, tako da ne prodre do tal. Ozonosfera, plast povečane količine ozona, sega skozi vso stratosfero, toda največ ozona je na višini med 20 in 25 km. Povedali smo že in s sliko 2.3 prikazali, da tam ozona ni samo re-

lativno več (koncentracija glede na druge pline zraka) kot pri tleh, temveč tudi absolutno (gostota, oz. delni tlak): blizu tal je npr. povprečni delni tlak ozona kakih 1 ali 2 mPa (kar relativno na druge sestavine zraka ustreza nekaj deset ppbv – volumskih delov na milijardo volumskih delov zraka). V višini, kjer je ozona absolutno največ, je njegov tlak okrog 15 ali celo preko 20 mPa. Relativni maksimum ozona glede na druge pline (torej njegova koncentracija) je še više v ozračju, na višini med 30 in 40 km, kjer ga je več kot 6, včasih tudi 8 ppmv (volumskih delov na milijon volumskih delov zraka). Včasih je ozona tudi pri tleh precej več: v zavetrju virov onesnaževanja zraka (zaradi fotokemičnega smoga ob povečani koncentraciji tudi drugih polutantov) ali na visokih vrhovih (zaradi vdora stratosferskega zraka navzdol v troposfero) doseže vrednost npr. preko 100 ppbv ali tudi 200 ppbv.

2.3.3 Mezosfera, termosfera, eksosfera, ionosfera, magnetosfera

Mezosfera je plast v višini med okrog 50 in 80 km, nad njo, do višine kakih 400 km, je *termosfera*. V mezosferi v povprečju temperatura z višino pada od približno 0 °C do skoraj –90 °C, to je na višini med 80 in 85 km (*mezopavza*). Od tam navzgor je v termosferi kakih 10 km izotermije, potem kinetično definirana temperatura narašča do kakih 1000 stopinj na višini okrog 250 km, kar se spreminja s sončno aktivnostjo. Zrak je tam že izjemno redek (gostota pod 10^{-10} kg/m³, ki ji ustreza delni tlak 10^{-7} hPa). O temperaturi v termodinamičnem smislu ne moremo govoriti. Zgornje meje termosfere ni mogoče natančno opredeliti. Najbolj zunanjo plast ozračja, kjer ta prehaja v medplanetarni prostor, imenujemo *eksosfera*.

Zgornje plasti ozračja se močno razlikujejo od spodnjih. Zelo majhna gostota omogoča, da se z difuzijo ločujejo težje sestavine od lažjih. Povedali smo že, da helij in vodik kot najlažja plina v najvišjih plasteh prevladata nad drugimi sestavinami. Od tam uhajata v vesolje. Na zgornje plasti vpada visokoenergijsko ionizirajoče sevanje (delci in fotoni), zato so sestavine močno ionizirane. V plasti na višini med kakšnimi 70 km in 500 km so torej ioni in prosti elektroni; toliko jih je, da je zato prevodna. Zaradi ioniziranosti jo imenujemo tudi *ionosfera*; to, da je prevodna, je pomembno zato, ker se od nje odbija elektromagnetno valovanje. V njej je tudi presežek pozitivnega naboja (za razlago glej poglavje 8.1.2 o razdeljevanju naboja v ozračju).

Zemlja ima tudi svoje magnetno polje; tisti del, ki je nad trdnim delom zemlje, poimenujemo *magnetosfera*. Ta preprečuje večini nabitih delcev, ki priletavajo od Sonca, da bi vstopali v ozračje: van Allenova pasova na višini okrog 3000 km in 15 000 km nad tlemi jih lovita in zadržujeta. Samo nad

poloma tega ščita ni in delci lahko prodrejo tudi v nižje plasti, kjer ionizirani zrak lahko zažari kot polarni sij.

Poleg vznusjanja in ionizacije potekajo v eksosferi celo jedrske reakcije. Delci z visoko energijo, med njimi protoni, ki jih elektromagnetno polje ne zaustavi v van Allenovih pasovih in ki torej vstopijo v ozračje, pri trkih z atomi iz njih izbijajo nevtrone. Ko nevtroni potem trčijo npr. z jedri dušika ^{14}N , iz njih izbijajo protone, sami pa obstanejo v teh jedrih: nastajajo nestabilna jedra ogljikovega izotopa ^{14}C z razpolovno dobo 5730 let. Zato je v ozračju poleg običajnega ogljika ^{12}C (ter manj pogostega, a tudi obstojnega ogljika ^{14}C) tudi ravnovesna (zelo majhna) količina nestabilnih izotopov ^{14}C . Kot ves drug ogljik se tudi ti izotopi spajajo s kisikom v ogljikov dioksid CO_2 . Ta se raztaplja v vodi. S fotosintezo in z vodo prehaja tudi v žive organizme. Dokler so organizmi še živi, oz. dokler je voda v stiku z ozračjem, stalno pridobivajo poleg stabilnih izotopov ogljika tudi nekaj nestabilnega ogljika ^{14}C . Ko odmrejo ali ko npr. led v ledenikih prekrijejo nove plasti in je tako ločen od ozračja, pa pridobivanja svežega ogljika ni več. V ostankih živih organizmov in v plasteh ledu pod površjem ledenikov je zaradi radioaktivnega razpada delež izotopa ^{14}C vse manjši in manjši. Delež tega izotopa je tako mera za starost ostankov organskega izvora in plasti ledu v ledenikih.

3

Opazovanja in meritve v ozračju

3.1 Značilnosti meritev v atmosferi

V primerjavi z drugimi področji fizike je v meteorologiji težko opravljati nadzorovane poizkuse. V tem je meteorologija podobna nekaterim drugim področjem naravoslovja, kot na primer astronomiji, seizmologiji, paleontologiji ali fizični geografiji. Pojavi v atmosferi se zgodijo sami, brez našega povoda ali vpliva, tako da so meritve v atmosferi vedno le meritve naravnega stanja in poteka pojavov. Hkrati skoraj nikoli ne moremo povsem natančno določiti začetnega stanja ali robnih pogojev nekega pojava. Naslednja okoliščina, ki loči meteorološke meritve od drugih meritev v fiziki, je ta, da so dogajanja v atmosferi neponovljiva: istovrstni pojavi so si med seboj podobni, nikoli pa si niso povsem enaki.

Atmosfera obdaja vso površino planeta Zemlje, kopno in morja. Vremenski pojavi se dogajajo po vsej globini troposfere. V horizontalni smeri v ozračju ni nobenih robov ali meja, atmosfera se zaključuje sama vase, v vertikalni smeri pa je le spodnji rob jasen, to je površje planeta Zemlja, zgornji rob atmosfere pa ni povsem določen, saj ozračje postopno prehaja v medplanetarni prostor.

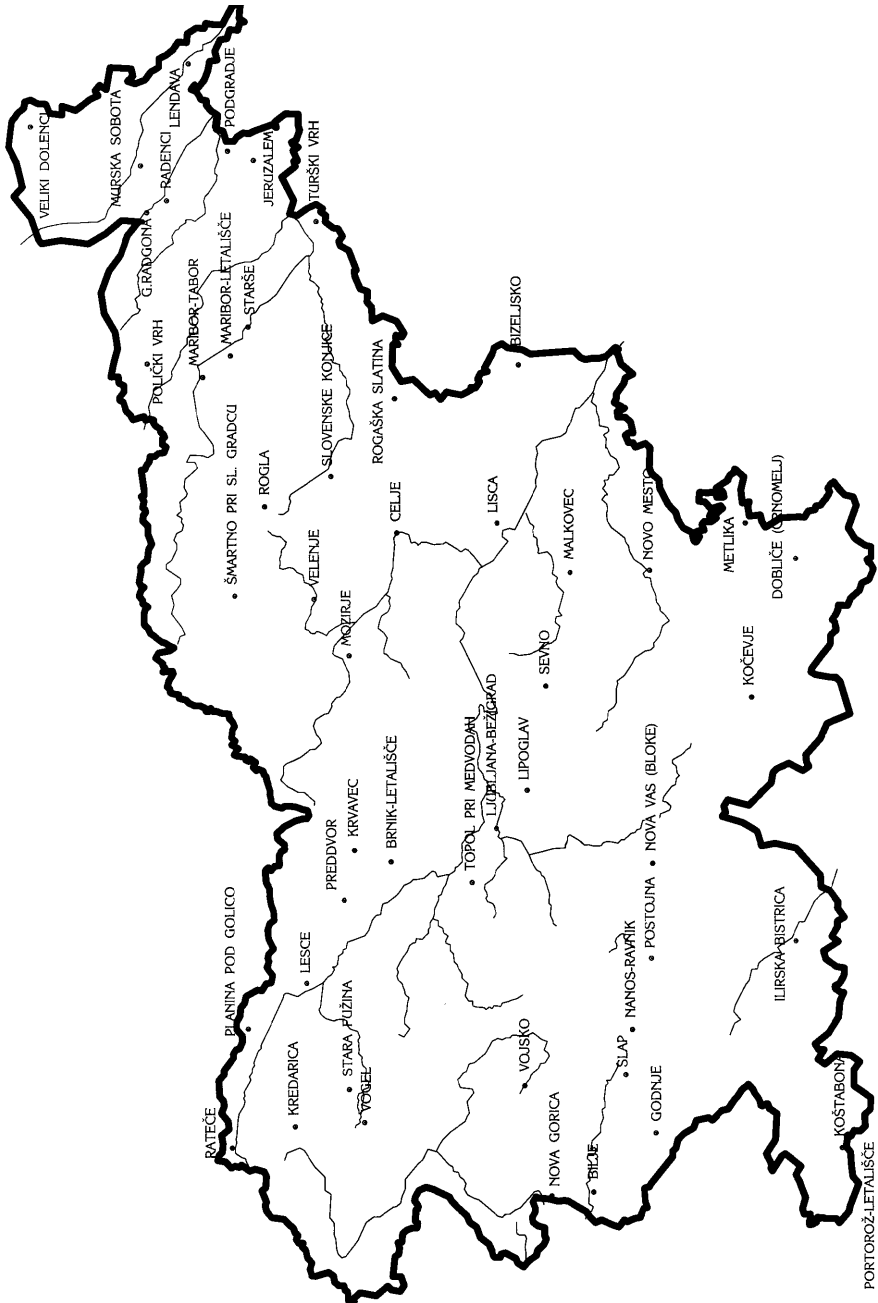
Polja meteoroloških spremenljivk so v naravi zvezna, to pomeni, da so v vsaki točki prostora, ki ga napolnjuje atmosfera, enolično določene fizikalne količine, kot so temperatura, pritisk ali količina vlage. Hkrati so ta polja tudi zvezno odvedljiva, kar pomeni, da v njih ni singularnih točk, kjer bi se te količine na zelo kratki razdalji zelo močno spreminjale. Za takšna zvezna polja tudi natančno veljajo enačbe, ki jih uporabljamo za popisovanje fizikalnih zakonitosti ozračja. V dejanskih okoliščinah lahko izmerimo vrednosti atmos-

ferskih spremenljivk le v posameznih diskretnih točkah, pri čemer je razdalja med merilnimi točkami lahko tudi precej velika. Tako izmerjena polja atmosferskih spremenljivk so le diskreten približek zveznih polj. Približek je tem boljši, čim gostejše so meritve v prostoru. O stanju atmosfere v prostoru med merilnimi točkami vemo malo. Verjamemo sicer, da so polja zvezna in zvezno odvedljiva, da se vmes med točkami meritev ne dogaja nič posebnega, vendar praksa kaže, da se v atmosferi dogajajo tudi pomembni pojavi, ki jih točkovne merilne mreže ne zaznajo ali jih zaznajo le delno. Takšni pojavi so pogosto vir napak v poznavanju dogajanja v atmosferi.

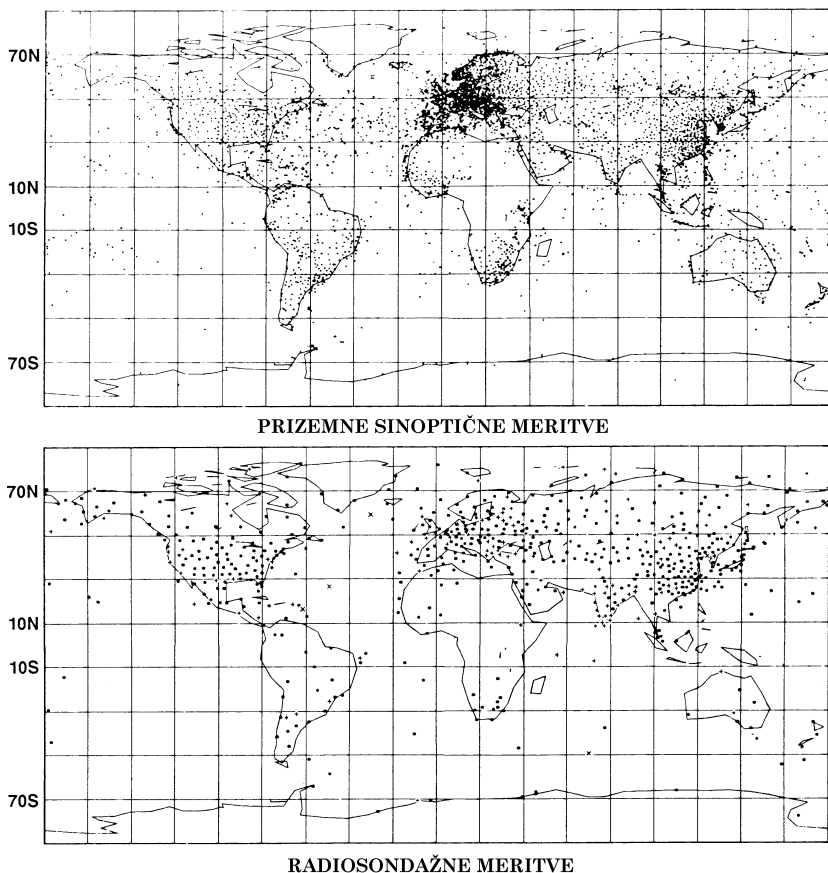
Polja atmosferskih spremenljivk ponavadi merimo z merilno mrežo, ki jo sestavlja mnogo skoraj enako opremljenih merilnih postaj. Razdalja med točkami merilne mreže je odvisna tudi od tega, kakšne atmosferske pojave želimo meriti. Merilne mreže so prostorsko nepravilne, to pomeni, da so razdalje med točkami različne; merilne točke so večinoma postavljene tam, kjer je opazovanje in merjenje fizično in finančno mogoče. Merilno mrežo sestavljajo z merilnimi napravami in instrumenti opremljene postaje, za katere skrbijo opazovalci-merilci.

Za merjenje pojavov sinoptičnih razsežnosti (ti pojavi so veliki nekaj tisoč kilometrov) je po površini Zemlje vzpostavljena mreža meteoroloških postaj za določanje vertikalnega poteka meteoroloških spremenljivk. S takšnih postaj spuščajo v ozračje dvigajoče se balone, na katere so privezane merilne naprave za določanje vlage, temperature in pritiska. (Tehnično ime za te meritve je radiosondaža ali kar kratko sondaža.) Razdalje med radiosondnimi postajami so na kontinentih med 100 in 300 km, na morjih pa so še dosti večje. Sinoptične pojave poleg tega meri in opazuje še prizemna sinoptična opazovalna mreža z razdaljami med postajami od 10 do 50 km na kopnem in precej večjimi razdaljami med ladjami in bojami na morju. Iste pojave opazujejo in merijo tudi meteorološki sateliti. Geostacionarni sateliti z meritvami oblačnosti, premikov oblakov in temperature vrha oblakov s prostorsko ločljivostjo okoli 2 km, polarno orbitalni sateliti pa tudi z meritvami vertikalnega profila temperature s horizontalno krajevno ločljivostjo okoli 50 km. Meritve v meteoroloških opazovalnih mrežah morajo biti tudi časovno usklajene, redne in stalne, saj se dogajanja v atmosferi odvijajo neprestano.

Meritve v atmosferi morajo biti natančne. Ne le da mora biti natančna vsaka meritev posebej, natančnost meritev mora biti zagotovljena v celotni mreži. Meteorološke meritve in opazovanja so zaradi globalnosti vremenskih pojavov mednarodno usklajene. Enotnost kvalitete, kontrola izmerjenih podatkov in hitra izmenjava izmerjenega so med glavnimi nalogami Svetovne meteorološke organizacije (WMO).



SLIKA 3.1: Mreža meteoroloških postaj v Sloveniji; vsaka točka predstavlja eno klimatsko postajo, na katerih merijo vrednosti meteoroloških spremenljivk trikrat na dan (ob 7.00, 14.00 in ob 21.00 po SEČ).



SLIKA 3.2: Mreža sinoptičnih postaj – meritve pri tleh vsake tri ure (zgoraj) in radiosondnih meritev – balonske meritve vertikalnega poteka meteoroloških spremenljivk vsakih dvanajst ur (spodaj). Vsaka pika predstavlja eno merilno mesto (po Daleyu, 1991).

Razen natančnosti meritev je treba pri opazovanju stanja atmosfere paziti tudi na reprezentativnost meritve. Ta značilnost meritve pomeni, da izmerjena vrednost neke meteorološke spremenljivke res predstavlja stanje v atmosferi nad določenim geografskim območjem. Temperaturo tako npr. merimo v vremenski hišici, ki je postavljena daleč stran od ostalih objektov (da se izognemo vplivom ogrevanja ali hlajenja), ki je pobarvana belo, da se izognemo vplivom sončnega segrevanja hišice. Hišica je oblikovana tako, da skozi njo piha veter, ki skrbi za izmenjavo zraka z okolico. Hišico postavimo na takšno mesto, kjer so razmere kar najbolj značilne za določeno pokrajino: ne tik ob jezeru ali reki, če je le mogoče ne na vrhu gore in ne na sedlu in ne v najbolj globoko vrtačo,

ne v gozdu, po možnosti na pokošeno travo.

Na reprezentativnost meritve vplivajo tudi sami pojavi v ozračju. Izrazito jezero hladnega zraka v kotlini povzroči, da je izmerjena temperatura bistveno nižja. Podatek je sicer točen in reprezentativen za to kotlino, ne predstavlja pa stanja v atmosferi le nekaj deset metrov višje. Tudi majhna nevihta bistveno spremeni meritve temperature, vlage in vetra na neki postaji. Le nekaj kilometrov stran je temperatura lahko dosti višja, ne da bi to pomenilo, da je tam vmes kakšna, gledano z večjih razsežnosti, bistvena ločnica v ozračju.

Ker morajo biti meritve, opravljene na različnih opazovalnih točkah, med seboj primerljive in vsaj približno enako natančne, morajo biti opravljene s standardiziranimi in umerjenimi merilnimi napravami in inštrumenti ter na predpisani način. Meritve stanja atmosfere morajo biti časovno neprekinjene, vsekakor pa tudi sočasne in časovno usklajene. Opazovalne mreže nekatere meteorološke spremenljivke merijo neprestano, druge pa le ob določenih časih. Časi meritev – meteorološki termini – so svetovno usklajeni, tako da npr. vse radiosondne postaje vsak dan sočasno ob 00.00 in 12.00 UTC (svetovni usklajeni čas, precej natančno ustreza GMT) spustijo balone z merilnimi sondami (dodatna termina sta še 06.00 in 18.00 UTC). Ob 00.00, 03.00, 06.00, 09.00, 12.00, 15.00, 18.00 in 21.00 UTC so opazovalni termini za prizemna sinoptična opazovanja, ob 07.00, 14.00 in 21.00 po lokalnem času pa so meritve in opazovanja za klimatološke namene.

3.2 Pregled merjenja atmosferskih spremenljivk

V atmosferi je mogoče meriti različne mehanske, termodinamične, električne in kemijske količine. V tem pregledu se bomo omejili le na najpomembnejše mehanske in termodinamične spremenljivke, ki jih bomo kasneje uporabljali pri razlagi pojavov v atmosferi. Pri načinu meritve bomo opozorili le na najbolj pogoste vrste in oblike meritev.

3.2.1 Temperatura zraka

Temperaturo zraka merimo s termometrom, izražamo pa s Kelvini (K) in s stopinjami Celzija ($^{\circ}\text{C}$). V nekaterih deželah uporabljajo tudi stopinje Fahrenheita ($^{\circ}\text{F}$).

Pri meritvi temperature moramo poskrbeti, da je temperatura termometra čim bolj enaka temperaturi zraka. Poskrbeti moramo, da termometer izmenjuje toploto le z zrakom in da je v termičnem ravnotežju z njim. Zmanjšati je treba vplive sončnega sevanja (termometer je nameščen v beli meteorološki hišici 2 m nad tlemi), poskrbeti je treba za pretok zraka mimo termometra

(ventiliranje), doseči je treba stacionarno stanje: počakati je treba, da se temperatura ustali. Preprečiti je treba vplive opazovalca na termometer: med meritvijo mora biti opazovalec tako daleč, da ne s svojim infrardečim sevanjem, ne s toploto ali dihanjem, kaj šele s kondukcijo (prijemanjem) ne kvari meritve.

Standardna naprava za merjenje temperature zraka je živosrebrni termometer. Uporabljajo se tudi termometri z obarvanim alkoholom, pa tudi bimetalni, uporovni in termistorski termometri. Standardni postajni termometer je namenjen za merjenje povprečne temperature v desetih minutah, temu primeren je njegov reakcijski čas.

V avtomatskih meteoroloških postajah za meritve temperature poleg uporovnih in termistorskih termometrov uporabljajo tudi meritve drugih od temperature odvisnih fizikalnih količin. Nekateri termometri merijo le trenutno stanje temperature, drugi pa beležijo stanje neprestano, najsi je to analogno, grafično (termograf) ali pa številčno, digitalno.

S posebnimi termometri merimo tudi minimalno oziroma maksimalno temperaturo zraka v izbranem časovnem intervalu, ponavadi v enem dnevu.

3.2.2 Zračni pritisk ali zračni tlak

Tlak ali pritisk v tekočinah je neodvisen od smeri, tako da je skalarna količina. V ozračju je posledica sile teže vsega zraka nad merilnim mestom. V naravoslovju nasploh in v tej knjigi sta izraza tlak in pritisk sinonima. V tehniki pa pritisk pogosto pomeni ploskovno porazdeljeno silo (vektor) in zato izraz tlak uporabljajo za skalarno količino.

Enota za pritisk je Pascal (Pa). Posebej v meteorologiji je najpogostejša enota 1 hPa = 100 Pa, *hektopascal*, kar pogosto poimenujemo tudi milibar (1 mbar). Povprečna velikost zračnega tlaka je na morskem nivoju 1013,25 hPa oziroma 1013,25 mbar (za to vrednost se uporablja tudi izraz normalni zračni pritisk ali tlak). Zračni pritisk se najbolj spreminja z nadmorsko višino (pri majhnih višinah za okoli 1 hPa na 10 m), spreminja pa se tudi zaradi vremenskih procesov (horizontalne razlike so npr. 1 hPa na 100 km, časovne razlike pa med 0,1 in 1 hPa/h) in termodinamičnih vplivov.

Standardna naprava za merjenje tlaka je živosrebrni barometer. To je velika posoda, kjer je en krak odprt navzgor, v drugem, zaprtem in evakuiranem, pa je živo srebro. Teža stolpca živega srebra uravnoteži težo zraka.

Normalnemu zračnemu pritisku ustreza 760 mm visok stolpec Hg. Pritisk določamo tako, da odmerimo višino med gladinama živega srebra in jo

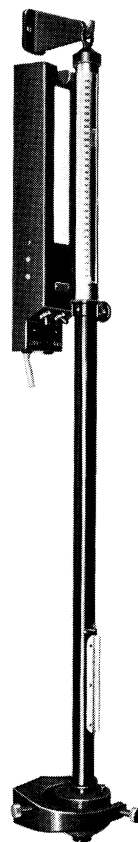
pomnožimo z gostoto Hg in lokalnim gravitacijskim pospeškom:

$$p = \rho g \Delta h.$$

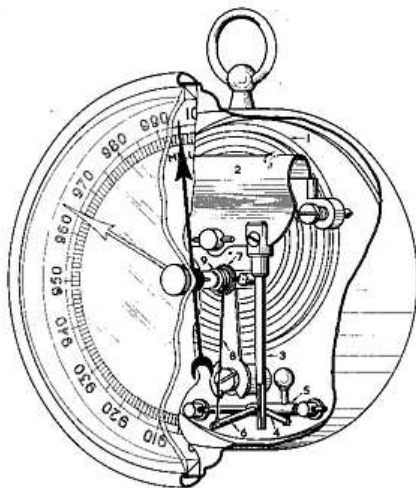
Masa živega srebra v barometru je precejšnja (okoli 1 kg), saj morata biti kraka vezne posode dovolj široka, da so kapilarni učinki zanemarljivi. Ker ima živo srebro precejšen koeficient temperaturnega raztezka, se višina živega srebra v barometru razen zaradi zračnega pritiska zaznavno spreminja tudi s temperaturo. Zaradi precejšnje mase so te spremembe počasne. Zaradi temperaturnega raztezanja je potrebno meritve pritiska preračunati na standardno temperaturo živega srebra ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$). Barometer mora biti nameščen v takšnem prostoru, kjer je temperatura kar najbolj stalna.

Merilna mesta z barometri so v krajih z različnimi nadmorskimi višinami in zato so izmerjene vrednosti pritiska (četu tudi preračunane na $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) med seboj le težko primerljive. Pogosto je treba v meteorologiji računati razlike med pritiski, tako da se je ustalila navada, da se pritiske preračuna na referenčno višino, ponavadi je to morski nivo. Pri tem uporabimo barometrično enačbo (enačba 5.7). V barometrični enačbi predpostavimo, da naj bo med nivojem morja in višino barometra zrak s takšno temperaturo, kot jo ima zrak na merilni postaji, kar povzroči nekaj napake pri preračunu pritiska.

Zračni pritisk lahko merimo tudi s pomočjo Vidiejeve doze. To je zaprta kovinska posoda, v kateri je zračni tlak nekoliko znižan, stene in pokrov posode pa se lahko zaradi sprememb zračnega tlaka deformirajo, torej se bolj ali manj upognejo. Da so deformacije sten posode majhne in upogib linearen glede na spremembe pritiska, je v posodi nameščena vzmet, ki delno kompen-

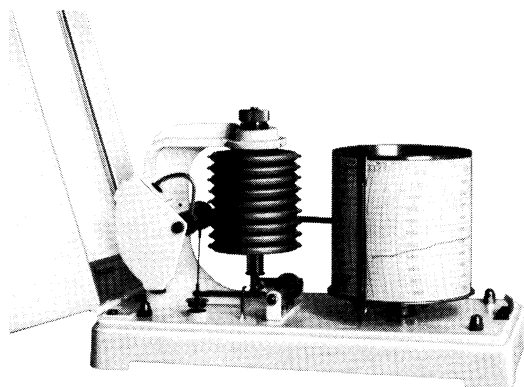


SLIKA 3.3: Živosrebrni barometer, en del vezne posode je rezervar za živo srebro, drugi del pa na vrhu zaprta pokončna cev. Nad stolpcem živega srebra je vakuum.



SLIKA 3.4: Prerez aneroida: deformacija Vidiejeve doze se mehansko ojači in prikaže na okrogli skali.

zira deformacije. Vidiejeva doza se razteza tudi zaradi temperaturnih sprememb (segrevanje in ohlajanje sten, vzmeti in zraka v dozi), temperaturni vplivi so kompenzirani z raztezanjem bimetala. Barometer z Vidiejevo dozo (imenujemo ga tudi aneroid) umerimo z živosrebrnim barometrom. Deformacijo Vidiejeve doze mehansko ali električno ojačimo. Instrument, ki grafično beleži potek pritiska, imenujemo barograf.



SLIKA 3.5: Barograf: na levi so Vidiejeve doze, na desni pa vrtljivi boben, na njem registrirni papir.

Zaradi povezave med nadmorsko višino in pritiskom lahko aneroide upo-

rabljam kot višinometre. Pri tem je seveda potrebno umerjanje višinometra pri znanih nadmorskih višinah zaradi tega, ker se pritisk in temperatura spreminjata tudi zaradi sprememb vremena. Za merjenje sprememb pritiska lahko uporabimo tudi piezoelektrične kristale.

3.2.3 Hitrost vetra

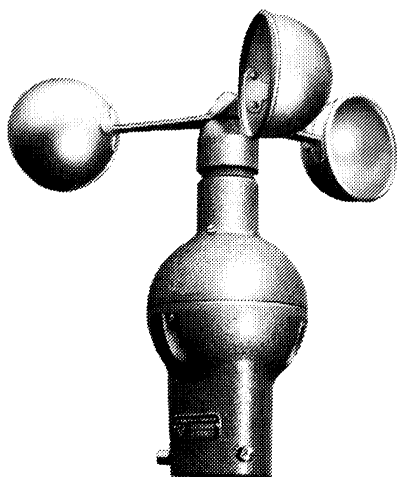
Hitrost vetra je, kot smo videli v prejšnjem poglavju, vektorska količina s tremi komponentami v lokalnem ortogonalnem koordinatnem sistemu. V meteorologiji komponente hitrosti ponavadi označimo z u , v in w .

Veter merimo z anemometri. Včasih eksplicitno merimo vsako komponento vetra posebej, bolj pogosta pa je meritev vetra le v horizontalni smeri. Tedaj določimo veter v lokalnem polarnem koordinatnem sistemu: določimo smer in hitrost vetra. Smer vetra v meteorologiji določamo vedno po smeri, iz katere piha veter: smer vetra severnika je izhodišče koordinatnega sistema (N : 0° oziroma 360°), ostale smeri se vrstijo v negativni smeri (v smeri urnega kazalca; vzhodnik: E : 90°). Hitrost vetra izražamo v metrih na sekundo (m/s), pri nekaterih uporabnikih (letalski in pomorski promet) pa se še vedno uporabljajo enote vozli ($1 \text{ kt} = 1 \text{ morska milja/h} = 1852 \text{ m/h} = 0,514 \text{ m/s}$). Meritev smeri vetra na meteoroloških merilnih postajah opravljajo z vetrokazom praviloma na višini 10 m nad tlemi. Na vodoravno palico sta pritrjena krilo in konica – utež. Palica je uravnotežena in horizontalno vrtljiva na vertikalni osi. Krilo, pritrjeno na palico, se obrača z vetrom, na nasprotni strani palice pa konica kaže smer, iz katere piha veter.

Meritve hitrosti vetra so bolj zapletene. Hitrost premikanja zraka je določena kot pot, ki jo opravi zrak v časovni enoti. Ker je zrak neviden, je težko slediti njegovemu premikanju. Za meteorološke meritve se ponavadi uporablja anemometer z Robinsonovim križem. Na vertikalno os so vrtljivo nasajeni trije ali štirje kraki, na katerih so nameščene votle polkrogle ali stožci. Zaradi neenakega upora na vbokli in izbokli strani krogel se pojavi navor in križ se začne vrteti: čim večja je hitrost vetra, hitreje se vrti. Deloma je hitrost vrtenja odvisna tudi od turbulентnosti toka: pri majhnih hitrostih, ko je tok laminaren, je rezultatna sila na polkrogle linearno odvisna od hitrosti, pri večjih pa je odvisna potenčno. Anemometre ponavadi umerijo v vetrovnih tunelih, v katerih poznamo hitrost toka zraka.

Hitrost vetra lahko merimo tudi s Pitotovo cevjo, kjer iz izmerjene razlike tlakov ob odprtinah pravokotno in prečno na tok (meritve zastojnega tlaka) z Bernoullijevo enačbo določimo hitrost zraka.

Meritve hitrosti vetra lahko opravimo tudi drugače. Če merimo hitrost vetra z radiosondo, potem privzamemo, da se balon radiosonde giblje z vetrom.



SLIKA 3.6: Anemometer: Robinsonov križ sestavljajo tri ali štiri čaše, nameščene na horizontalne prečke. Hitrost vrtenja Robinsonovega križa je merilo za hitrost vetra.

Hitrost tedaj merimo tako, da beležimo potek trajektorije balona. Hitrost določimo s časovnim diferenciranjem trajektorije. Hitrost vetra lahko določamo tudi s pomočjo Dopplerjevega učinka za zvočne ali elektromagnetne valove: tako delujejo Dopplerjev sodar, radar ali lidar. Pri odboju valovanja od gibajočega se zraka se frekvenca spremeni v odvisnosti od hitrosti. V vseh primerih oddajnik oddaja valovanje z znano frekvenco; valovanje se na tarčah (to so lahko oblačni delci, področja različne gostote zraka, aerosol ipd.) odbije ali siplje nazaj in sprejemnik zazna frekvenco odbitega valovanja. Iz razlik frekvenc oddanega in sprejetega valovanja je mogoče izračunati hitrost premikanja tarče in s tem hitrost vetra. Na ta način lahko izmerimo vetrove nad večjim območjem in ne le v eni točki, določimo pa lahko le komponento vetra v radialni smeri glede na Dopplerjev merilec.

* Za merjenje hitrosti vetra uporabljajo tudi približne načine, kjer večinoma merijo učinke sile upora gibajočega zraka. Na ta način delujejo Wildov vetrokaz in vetrovna vreča. Wildov vetrokaz je na horizontalni osi pritrjena vertikalna nihajoča plošča, njen nagib glede na vertikalno je merilo hitrosti vetra. Vetrovna vreča je valj iz tkanine, ki ima na eni strani stalno odprtino, veter vrečo obrača v svojo smer, napiljuje in dviga v odvisnosti od hitrosti.

Za oceno hitrosti vetra lahko uporabimo tudi učinke vetra na morju in na kopnem. Učinki (npr. velikost in oblika valov) so naštetih v Beaufortovi skali (glej v dodatku). Na podlagi višine in oblike valov na morski gladini daleč stran od obale lahko namreč približno sklepamo na hitrost vetra, podobno lahko sklepamo na podlagi drugih dogajanj v naravi: šelestenje listov, nihanje vej in debel in podobno.

Za dokaj natančno merjenje majhnih sprememb hitrosti vetra uporabljamo anemometer na vročo žico, kjer iz intenzivnosti ohlajanja ogrevane žice sklepamo na hitrost toka zraka. Hitrost vetra lahko točkovno merimo tudi z ultrazvočnim anemometrom. Pri tem merimo spremembo frekvence zvoka, ki je posledica gibanja zraka med zvočnikom in mikrofonom, in nato z uporabo Dopplerjeve enačbe določimo hitrost vetra. *

3.2.4 Voda v zraku

V atmosferi in na njenem spodnjem robu (na zemeljskem površju) se voda pojavlja v vseh treh agregatnih stanjih. Količine, ki jih merimo, in meritve teh količin so različne za vodno paro, tekočo vodo in led oz. sneg.

Vlažnost zraka

Vodna para je nevidna plinasta primes zraka. Vlažnost zraka opredelimo kot vsebnost vodne pare v zraku in jo lahko podajamo in merimo na različne načine.

Osnovni način za izražanje vlažnosti zraka je *gostota vodne pare* – *absolutna vlaga* ρ_v . Ta je v zraku neposredno težko določljiva, zato vlažnost zraka izražamo tudi kot *delni tlak vodne pare* e (parni tlak, v mbar oziroma hPa), kot *specifično vlago* q (koncentracija vodne pare v zraku, $q = m_v/(m_s + m_v)$, enota je ponavadi g/kg) ali kot *razmerje mešanosti* r (razmerje med maso vodne pare in maso suhega zraka, $r = m_v/m_s$, v g/kg).

Razmere v mešanici zraka in vodne pare opisuje Clausius-Clapeyronova enačba, ki določa maksimalno možno količino plinaste vode v zraku, tako da je parni tlak pri posamezni temperaturi zraka navzgor omejen z *nasičenim parnim tlakom* e_s . Če je v zraku nasičeni parni tlak presežen, se iz njega začne izločati voda v tekoči ali trdni obliki.

Relativna vlaga f je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri dani temperaturi zraka. Izražamo jo v odstotkih. Temperatura, pri kateri bi se ob ohlajanju začela kondenzirati voda, se imenuje *temperatura rosišča* T_d . O vlagi v zraku in njenih spremembah pa podrobneje v šestem poglavju.

Med posameznimi spremenljivkami, ki opisujejo količino vodne pare v zraku, so enostavne povezave, ki jih bomo pregledali v poglavju o termodinamiki ozračja. Delni tlak vodne pare oziroma absolutno vlago posredno določamo na podlagi podatkov, izmerjenih s psihrometrom. Iz delnega tlaka vodne pare lahko izračunamo specifično in relativno vlago ter temperaturo rosišča. Temperaturo rosišča lahko izmerimo tudi neposredno, tako da postopno ohlajamo zrcalo, dokler se na njem ne začne izločati rosa (rosiščni higrometer). Relativno vlago lahko merimo neposredno z različnimi higrometri. Te naprave

so narejene tako, da z njimi merimo nekatere lastnosti snovi, ki se spreminjajo z relativno vlago. Tako se npr. spreminjajo dolžina vlaken las ter električna prevodnost in dielektričnost nekaterih snovi. Povezava med lastnostmi snovi in relativno vlago je pogosto nelinearna, saj je histereza večinoma izrazita. Lastnosti snovi se namreč drugače spreminjajo pri povečevanju kot pri zmanjševanju vlažnosti zraka. Meritve relativne vlage s higrometri tako niso prav natančne.

Inštrument, ki grafično beleži potek relativne vlage, se imenuje higrograf. Pri njem merimo spremembe dolžine pramena razmaščenih las zaradi sprememb relativne vlage. Higrometre je potrebno umerjati s psihometričnimi meritvami.

Absolutno vlago, to je gostoto vodne pare v zraku, lahko direktno merimo gravimetrično. Zajamemo volumen zraka in vso vlago absorbiramo v znani masi higroskopne snovi. Higroskopno snov ponovno stehamo in povečanje mase higroskopne snovi povzroči prav absorbirana masa vodne pare. Ta metoda se uporablja le za meritve v laboratorijih in ni primerna za operativne meritve.

Merjenje vlažnosti zraka s psihrometrom

Standardni način za določanje vlage v zraku poteka z meritvijo specifične vlage s psihrometrom. Psihrometer je sestavljen iz dveh termometrov. En od termometrov ima bučko, ki je mokra, drugi pa suho. Mimo bučk termometrov teče stalen tok zraka (ob psihrometru je ventilator). Suhi termometer kaže temperaturo zraka T . Mokri termometer pokaže nižjo temperaturo T_m , saj voda ob bučki mokrega termometra izhlapeva. Izhlapi je toliko, da se zrak ob njej nasiti, mokri termometer se zaradi izhlapevanja ohladi.

Napišimo energijsko bilanco za zrak okrog bučke mokrega termometra:

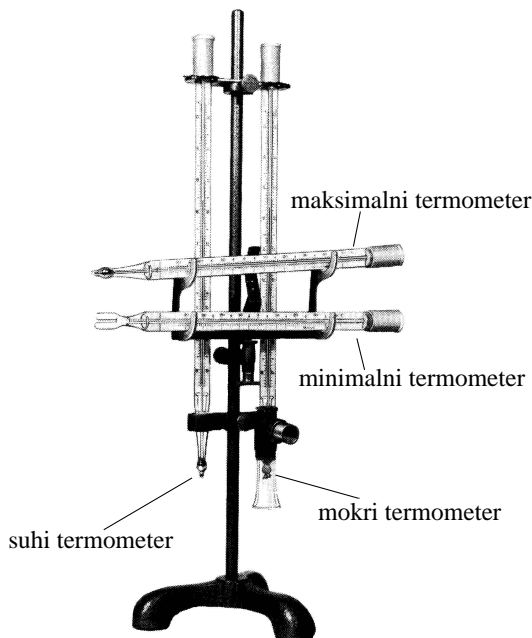
$$h_i \Delta q = c_p \Delta T, \quad (3.1)$$

kjer je Δq sprememba specifične vlage zaradi izhlapevanja, ΔT pa razlika med temperaturama mokrega in suhega termometra. Če vstavimo temperaturi T in T_m , dobimo

$$h_i (q_s(T_m) - q) = c_p (T - T_m). \quad (3.2)$$

Od tod iz izmerjenih T_m in T ter nasičene specifične vlage $q_s(T_m)$ (to izračunamo iz Clausius-Clapeyronove enačbe) dobimo specifično vlago zraka:

$$q = q_s(T_m) - c_p / h_i (T - T_m). \quad (3.3)$$



SLIKA 3.7: Psihrometer je sestavljen iz dveh termometrov. Bučka enega od njiju je ovita z mokro krpico. Prečno sta postavljena termometra za merjenje najvišje in najnižje temperature zraka.

Tekoča in trdna voda v zraku: vodnost oblakov

* Ob prenasičenju, do katerega ponavadi pride zaradi ohlajanja zraka, se vodna para iz zraka izloča kot tekoča voda ali led. Ob prisotnosti kondenzacijskih jeder (teh v atmosferi nikoli ne manjka) se voda izloča v obliki drobnih oblačnih ali meglenih kapljic ali oblačnih ledenih kristalov; nastanejo oblaki ali megla. V mirujočem zraku kapljice in kristali le zelo počasi padajo, tako da se zdi, da v zraku lebdijo, v premikajočem se zraku jih s seboj nosi veter.

Količino trdne ali tekoče vode v zraku opišemo z vodnostjo, ki je masna koncentracija vodne primesi v zraku (masa tekoče vode oziroma masa trdne vode na maso zraka). Vodnost ima enake enote kot specifična vlaga. Vsota specifične vlage in vodnosti se pri kondenzacijskih procesih ohranja, če pri tem ne pride do padavin.

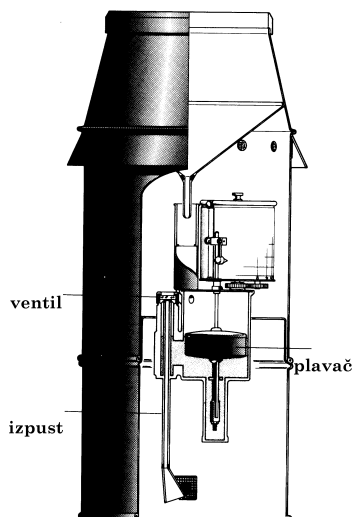
Količino vode v oblaku določamo predvsem z meteorološkim radarjem. Z vodnostjo oblakov je močno povezana količina padavin pri tleh. Laboratorijsko lahko določamo vodnost zraka gravimetrično z absorpcijo v higroskopni snovi, lahko pa vso vodo s segrevanjem zraka izparimo in določimo parni tlak. Količino tekoče in trdne vode v oblaku določamo tudi s slikanjem vzorcev oblačnega zraka, ki ga zajamejo raziskovalna letala med preletom skozi oblak. Slike kapljic nato računalniško obdelamo in na podlagi velikosti in oblike oblačnih elementov določimo volumen in maso vode.

Oblaki v atmosferi so sestavljeni iz množice kapljic in ledenih kristalov. O vrstah, oblikah in lastnostih oblakov bomo govorili kasneje. Opazovalci na meteoroloških postajah opazujejo

skupno količino oblačnosti, vrsto in višino oblakov ter z oblaki povezane optične, padavinske in električne pojave. *

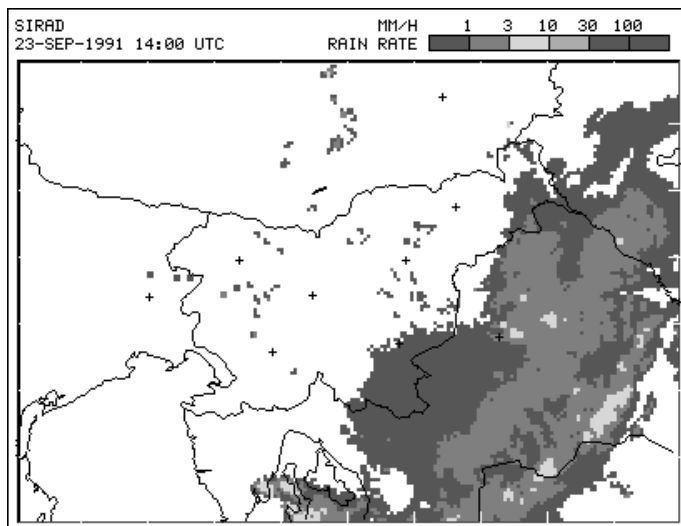
Tekoča in trdna voda pri tleh: padavine in snežna odeja

Iz oblakov se lahko izločijo padavine; o njihovem nastanku bomo izvedeli več v posebnem poglavju. Padavine, ki padejo iz oblaka, letijo skozi zrak in precejšnji del jih prileti na tla. Količino padavin pri tleh (gostoto masnega toka, kg/m^2 na časovni interval) merimo s posebnimi posodami. Imenujemo jih ombrometri, pluviometri ali dežemeri. Te posode, v katerih se zbira padavinska voda, imajo natančno znano ploščino prestrezne ploskve. Časovni interval merjenja je različen: navadne padavinske postaje izmerijo količino padavin vsakih 24 ur, za standardne sinoptične meritve padavin odmerijo količino vode vsakih 12 ur, včasih pa na 6 ur ali na 3 ure. Avtomatski ombrometri lahko merijo količino padavin tudi v dosti krajših časovnih intervalih. Količino padavin sicer merimo kot gostoto masnega toka, vendar jo ponavadi podajamo v enoti liter na m^2 na časovni interval ali v milimetrih na časovni interval. Številsko so si izrazi med seboj enaki: če zlijemo en liter vode (to je en kilogram) na kvadratni meter površine, voda prekrije tla en milimeter na debelo. Poleg količine padavin opazujejo meteorološki opazovalci tudi vrsto padavin in spremembe njihove intenzitete (rahle, zmerne, močne padavine, plohe, nevihte, nalivi itd).



SLIKA 3.8: Ombrograf (pluviograf) z merilnim valjem. Padavinska voda, ki jo prestreže lijak, se nabira v valju, plavač na gladini vode pa premika registrirno pero.

Količina padavin, ki jo izmerimo z ombrometrom, naj bi bila takšna, kakršno prejmejo naravna tla v okolici. To zahtevo je pogosto težko uresničiti, saj pluviometer moti gibanje zraka v svoji bližini in v močnem vetru so napake pri merjenju padavin zelo velike. Posebno velike so napake tedaj, ko so vertikalne hitrosti padanja padavinskih kapljic ali snežink majhne v primerjavi s horizontalnim vetrom. V takem primeru se lahko zgodi, da kar večino padavin odnese mimo dežemera. Napake se pojavljajo tudi tam, kjer je teren okoli dežemera razgiban: če je pluviometer postavljen na pobočju, po katerem piha veter navzgor, se lahko zgodi, da v ombrometer ne bo padlo skoraj nič padavin (npr. snega), čepravno je v zraku polno snežink. Tudi količino trdnih padavin lahko merimo s pluviometrom. Ob meritvi moramo brez izgub staliti v ombrometru zastali sneg. V težko dostopnih krajih merijo količino padavin s totalizatorji (pluviometri z letno ali sezonsko meritvijo količine padavin). Padavine lahko merimo tudi kontinuirano z ombrografom (pluviografom).



SLIKA 3.9: Radarska slika padavin nad vzhodnim delom Slovenije in nad delom Hrvaške. Različne intenzitete padavin so prikazane z odtenki sivine.

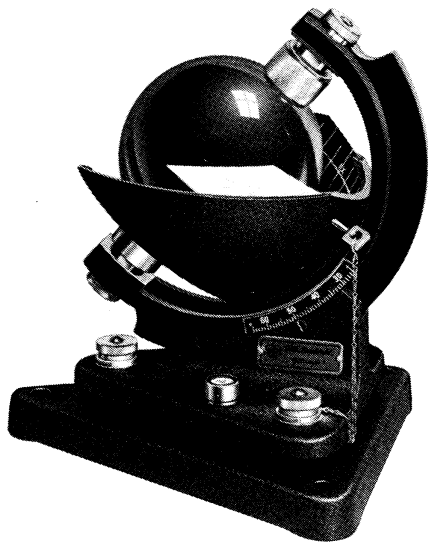
Količino padavin v zraku lahko izmerimo tudi z meteorološkim radarjem. Radar oddaja elektromagnetno sevanje v ozkem snopu. Če radarski žarek zadene kapljice ali kristale, ki lebdijo v ozračju, se na njih del sevanja sipa in del tega sipanega sevanja se vrne nazaj v radarsko anteno. Količina vrnjene energije je sorazmerna številu in velikosti padavinskih elementov v zraku, skozi katerega potuje radarski žarek. Po upoštevanju razdalje, s katere so prišli radarski odboji, lahko iz izmerjene intenzitete odboja približno sklepamo na

to, koliko padavin je v zraku. Meritev padavin z radarjem količinsko ni zelo natančna in da predvsem kvalitativno podoba prostorske razporeditve padavin v oddaljenosti do okoli 100 km okoli radarja.

Snežna odeja na tleh se čez zimo nabere postopoma. Meteorološka mreža meri višino novozapadlega snega v zadnjih 3, 6 ali 12 urah, vsak dan pa tudi skupno višino snežne odeje. Višino novega snega in debelino snežne odeje merimo s snegomeri. To so stalno nameščene ali pa premične palice z označnim merilom. Meritev je treba opraviti tako, da se snežna odeja pri tem ne potepta. Na meteoroloških postajah poleg višine snežne odeje opazujejo tudi površino snežne odeje, prenašanje snega z vetrom (živi sneg), občasno izmerijo tudi gostoto, trdnost in temperaturo posameznih plasti snega.

3.2.5 Sončno obsevanje ter sevanje tal in ozračja

Daleč največji dotok energije v sistem atmosfere in zemeljskega površja je energija sončnega obsevanja. Več o energijski bilanci Zemlje in ozračja bomo izvedeli v posebnem poglavju. Tukaj le omenimo, da energijo sevanja v posameznih delih Sončevega spektra merimo z različnimi radiometri. Pirheliometer je za merjenje direktnega sončnega sevanja, piranometer ali solarimeter pa za merjenje skupnega sončnega sevanja. *Gostoto energijskega toka seva-*



SLIKA 3.10: Heliograf je optična naprava za merjenje trajanja sončnega obsevanja. Sončni žarki se zberejo v krogelni leči in v njenem gorišču izžigajo registrirni trak.

nja izražamo v enotah W/m^2 , način merjenja pa je večinoma diferencialno kalorimetričen. Merimo razliko v temperaturi med obsevanimi črnimi in belimi telesi, za katere izračunamo energijsko bilanco. Posamezne dele spektra omejimo s filtri. Na enak način lahko merimo tudi nevidne dele elektromagnetnega sevanja, predvsem infrardeče (IR) in ultravijolično (UV) sevanje. V infrardečem (IR) delu spektra ne seva le Sonce, pač pa tudi površina Zemlje in plini v atmosferi. Temperatura Zemlje, predmetov na njej in plinov v atmosferi je namreč takšna, da je maksimum njihovega sevanja prav v področju infrardečega sevanja.

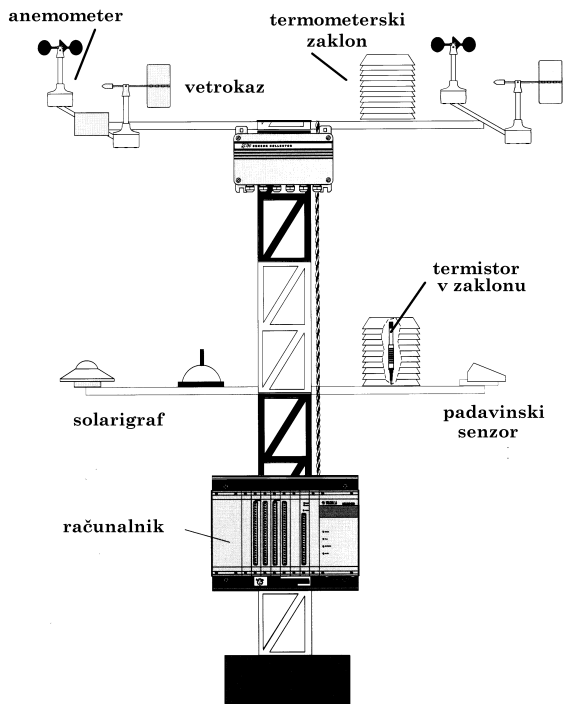
Energijo sevanja lahko merimo globalno (merimo celotno količino sevanja, ki pade od zgoraj na horizontalno ploskev), cirkumglobalno (merimo vse sevanje, ki pade od spodaj in zgoraj na okroglo sprejemno ploskev), merimo pa lahko tudi neto sevanje (razliko med sevanjem navzdol in navzgor). Posebej merimo tudi direktno (neposredno) sončno obsevanje ali pa le njegov razpršeni (difuzni) del.

3.2.6 Avtomatske meteorološke postaje

Meteorološke postaje so opremljene s standardnimi in registrirnimi instrumenti, pogosto pa so na istem mestu nameščeni tudi elektronski senzorji za merjenje meteoroloških spremenljivk. Na nekaterih postajah pa so vsi senzorji povezani z računalnikom in takšni postaji pravimo, da je avtomatska. Računalnik takšne postaje po vnaprej predvidenem programu opravlja meritve (meritve opravlja v kratkih časovnih intervalih, nato iz njih izračuna časovna povprečja, npr. za eno uro). Računalnik občasno kalibrira senzorje, shranjuje izmerjene podatke in zbirnemu računalniku merilne službe redno sporoča rezultate meritev. Avtomatska meteorološka postaja lahko močno razbremeni meteorološkega opazovalca, povsem nadomestiti pa ga ne more. Opazovanja vremenskih pojavov in oblakov najbolje opravlja opazovalec, izkušnje pa so pokazale, da nenadzorovana avtomatska postaja kaj kmalu začne delovati slabo. Težave se pojavijo zaradi vremena in zaradi delovanja okolice, če so senzorji nenadzorovani. Tako se na primer v pluviografu lahko nabere listje in zamaši lijak, ivje lahko obda anemometer ali termometer, močan veter ali strela lahko poškodujeta senzorje, termistorji se kvarijo, torej je pogosto potreben opazovalčev poseg.

3.3 Opazovanja vremena

V prejšnjih poglavjih smo pregledali osnovne spremenljivke, ki jih merimo in z njimi opisujemo stanje v atmosferi. Razen instrumentalnih meritev je po-



SLIKA 3.11: Avtomatska meteorološka postaja: senzori so postavljeni na stebru, računalnik pa je povezan v omrežje meteorološke službe.

memben vir informacij o dogajanju v atmosferi tudi opazovanje meteoroloških pojavov in oblakov. Meteorološki ali vremenski pojav je oznaka za trenutno stanje ali dogajanje v ozračju nad nekim krajem.

Opazovanji oblakov in pojavov imata zaradi enostavnosti dolgo tradicijo. Opazovanje, razumevanje in napovedovanje zaporedja meteoroloških pojavov so bili sploh prva metoda napovedovanja vremena. Opazovanje vremenskih pojavov tudi v instrumentalni dobi ni izgubilo svojega pomena, saj so vremenski pojavi označevalci značilnih procesov v ozračju. Iz njih lahko sklepamo na dogajanje v širši okolici in nastop pojava služi za verifikacijo napovedi. Vremenski pojavi so končno tisti del dogajanja v ozračju, ki jih ljudje najbolj zaznajo.

V meteorologiji ločimo veliko število vremenskih pojavov. Zelo podrobno so po vrstah in podvrstah razdeljeni padavinski pojavi (kondenzacija na tleh, pršenje, dež, sneg, plohe, nevihte), pojavi z zmanjšano vidnostjo (megle, motnost, meglice), pojavi prašnih, peščenih in snežnih viharjev. Nekoliko manj podrobno moremo opazovati pojave ob tako imenovanem »lepem vremenu«,

saj jih je tedaj ponavadi manj in so neizraziti. Meteorološki opazovalci morajo biti tako izučeni, da znajo opazovati in ločiti posamezne vremenske pojave med seboj.

Opazovanja oblakov prav tako kot opazovanja drugih vremenskih pojavov služijo za verifikacijo napovedi in za sklepanje o dogajanju v večjih delih atmosfere. Oblaki se pojavljajo na različnih višinah, v različnih oblikah in z različnimi bazami ter horizontalnimi in vertikalnimi razsežnostmi. Oblake v meteorologiji delimo v rodove, vrste in podvrste, pri čemer so mišljene značilne tipizirane oblike. Za opazovanje in razvrščanje oblakov mora biti opazovalec tako izučen, da zna konkretne oblake primerjati z značilnimi oblikami in jih nato klasificirati. Več o oblakih bo v posebnem razdelku 6.6.2.

3.3.1 Opis lokalnega vremena z vremenskimi pojavi

Vreme je trenutno stanje ozračja nad nekim območjem. Lokalno vreme opišemo z opazovanimi vremenskimi pojavi in izmerjenimi vrednostmi meteoroloških spremenljivk (temperatura, vlaga, veter, pritisk, padavine, sončno obsevanje). V tem poglavju se bomo ukvarjali z opazovanimi vremenskimi pojavi. Pojave, ki smo jih podrobneje že obravnavali ali pa jih bomo v drugih poglavjih (padavine, megle, optični pojavi), bomo tu le našteli. V pogovornem jeziku se za označevanje vremena pogosto uporabljata izraza »lepo« in »slabo« vreme. Takšna razdelitev je pregroba in preveč subjektivna, saj sta »lepost« ali »slabost« vremena vse preveč odvisni od trenutnih potreb opazovalca – uporabnika vremena.

Oblačnost

Pri opisu lokalnega vremena ponavadi najprej povemo, kolikšna je oblačnost in kakšni so oblaki. O vrstah, oblikah in rodovih oblakov ter o njihovem nastanku govorimo v 6. poglavju. Tu si bomo ogledali, kako določamo oblačnost (del neba je prekrit z oblaki). Zaradi raznolikosti oblakov, različnosti razporeditve oblakov po nebu in različne debeline posameznih oblačnih slojev določanje oblačnosti ni povsem enolično. Oblačnosti določamo v osminah ali pa desetinah neba, ki je prekrito z oblaki. Če so oblaki po nebu razporejeni tako, da so med njimi večji ali manjši deli jasnega neba, potem si mislimo vse oblake združene v oblačni sistem in potem ocenimo njegovo velikost. Oblačnosti lahko izražamo tudi opisno:

- jasno: na nebu ni oblakov ali je do 1/8 neba prekrita z visokimi oblaki,
- pretežno jasno: na nebu je le sem ter tja kak oblak (do 1/8 nizkih in srednjih ali do 2/8 visokih oblakov),

- delno jasno: na nebu je nekaj oblakov (do $3/8$), manj kot pol neba pokritega z oblaki,
- delno oblačno: polovica neba ($4/8$) je pokrita z oblaki, z visokimi oblaki lahko tudi več kot polovica,
- zmerno oblačno: več kot pol neba ($5/8$) je pokritega z oblaki, pri visokih oblakih lahko do $6/8$,
- zmerno do pretežno oblačno: večji del neba ($6/8$) je prekrit z oblaki,
- pretežno oblačno: velika večina neba ($7/8$ in več) je prekrita z oblaki, sem ter tja je še malo jasnega neba,
- oblačno: nebo je povsem pokrito z oblaki, je brez jasnin.

Posebej je treba opozoriti, da jasnost ne pomeni istega kot sončnost. Nebo je lahko precej prekrita z visokimi oblaki (npr. $5/8$, zmerno oblačno), vendar skozi visoke oblake sonce še dokaj neovirano sije. Če je z oblaki prekrita južna polovica neba, severna pa jasna, ob deloma jasnem vremenu sonca sploh ne vidimo, če pa je razporeditev oblačnosti obrnjena, pa lahko ob enaki oblačnosti sonce ves dan prijetno sije. Izjemni primeri so lahko celo taki, da ob pretežno oblačnem vremenu sonce več ali manj ves čas sije skozi redke jasnine ali pa da ob pretežno jasnem vremenu posamezen oblak potuje prek neba ravno tako, da zakriva sonce.

Podobne izraze kot pri opisu stanja oblačnosti uporabljamo tudi pri napovedovanju oblačnosti, le da pri napovedovanju dodamo še izraze za časovni potek oblačnosti. Tako dobimo izraza za *spremenljivo* oblačnost in za oblačnost, ki se spreminja okoli $4/8$, tu uporabimo tudi soznačnico *deloma jasno z zmerno oblačnostjo*.

Vremenski pojavi ob večinomoma jasnem vremenu

Tudi če na nebu ni oblakov, lahko v ozračju opazimo nekatere vremenske pojave. Večinoma so povezani s spremembami vidnosti. Vzroki za zmanjšanje vidnosti so lahko kondenzacijski pojavi v plasti ozračja blizu tal ali pa aerosol in dim. Vidnost izmerimo kot najmanjšo razdaljo (v izbrani ali v poljubni smeri), kjer še lahko ločimo izbrane predmete od ozadja. Več o vidnosti v 8. poglavju.

Vidnost je lahko zmanjšana zaradi kondenzacijskih pojavov:

- zamegljenost ali meglica (vidnost od 1 do 10 km, visoka relativna vlaga),
- megla (vidnost manj kot 1 km),
- ledena megla,

- megla v pasovih,
- megla z vidnim nebom,
- moččča megla,
- megla, ki primrzuje.

Vidnost je lahko zmanjšana tudi zaradi aerosola ali drugih delcev, ki jih veter dvigne v ozračje. Ti pojavi so:

- suha motnost (aerosol v ozračju, vidnost od 1 do 10 km, nizka relativna vlaga),
- prašna motnost (prah v ozračju),
- dim,
- nizki živi sneg (veter dviga snežna zrna in jih tik nad tlemi prenaša naokrog),
- visoki živi sneg (veter prenaša sneg v debeli prizemni plasti, vrhovi gora imajo snežne zastave),
- pršec (veter trga kapljice iz griv valov in jih nosi s seboj),
- nizki živi pesek (veter dviga zrna peska s sipin in jih nosi s seboj),
- visoki živi pesek (veter prenaša pesek z vrtinci v debeli plasti zraka),
- peščeni vihar (ob nevihti ali močnem vetru se v zrak dvigne veliko peska, nastane oblak prahu in peska),
- peščeni ali prašni vrtinci.

Ob večinoma jasnem vremenu lahko okoli Sonca in Lune opazimo nekatere optične pojave. Podrobneje so pojasnjeni v 8. poglavju:

- háló (okoli sonca, okoli lune, mali, veliki, zgornji ali spodnji tangencialni loki, sončni steber, slika sonca, sosonce),
- venec (korona, okoli sonca ali okoli lune),
- mavrica.

* V oblakih lahko opazimo irizacijo in glorijsko svetlobo, ob padavinah pa mavrico ali belo mavrico. Zaradi segrevanja zraka pri tleh ali zaradi temperaturnih inverzij lahko kdaj pa kdaj opazimo zrcaljenje. Drobne spremembe lomnega količnika zraka, ki so posledica vetrov ali lokalnega segrevanja in dviganja zraka, povzročajo trepetanje in migotanje. Ob sončnem zahodu ali vzhodu opazimo zarjo kot barvite oblake, včasih vidimo tudi barvne pramene zarje. *

Padavinski pojavi

Padavinske pojave delimo na enakomerne dolgotrajnejše padavine in na kratkotrajne, a ponavadi intenzivne padavine. Posebej ločimo padavine, ki se ne izločijo iz oblakov, pač pa nastanejo na tleh ali predmetih. Med enakomerne padavine spadajo:

- pršenje,
- pršenje, ki zmrzuje (podhlajeno, ali pa pada na hladne predmete),
- dež,
- dež, ki zmrzuje,
- zmrznjeni dež,
- dež s snegom,
- sneženje,
- zrnati sneg,
- babje pšeno,
- ledene iglice,
- sodra,
- toča.

Intenzitete in način padanja dolgotrajnih padavin označujemo s stopnjujočimi izrazi:

- v presledkih rahlo dežuje (sneži, prši, pada sodra ...),
- rahlo dežuje,
- v presledkih dežuje,
- dežuje,
- v presledkih močno dežuje,
- močno dežuje.

Intenzivne, a kratkotrajne padavine so večinoma povezane s konvektivnimi oblaki. Sem spadajo naslednji pojavi:

- Ploha (manjša ploha, ploha, močna ploha). Ploha je kratkotrajna padavina (naliv), ki se vsuje iz konvektivnega oblaka, pred in po tem je vreme večinoma brez padavin. Če ne dodamo prilastka, velja, da gre za ploho dežja, lahko pa so tudi snežne plohe, plohe sodre ali babjega pšena, toče, zrnatega snega.

- Nevihta (nevihta, močna nevihta). Nevihta je izrazit padavinski pojav, naliv z močnim dežjem, snegom . . . , ki se vsuje iz konvektivnega oblaka, ob tem piha močan veter, bliska se in grmi. Nevihte so časovno omejene na največ nekaj ur. Če ne dodamo prilastka, velja za nevihto z dežjem, lahko so tudi snežne nevihte, nevihte s sodro, točo, babjim pšenom, s peščenim viharjem.
- Strela je električni pojav ob nevihtah, ko pride do preskoka električnega naboja med oblaki ali med oblaki in tlemi. Če treska v bližini (oddaljenost nevihte do 20 km), slišimo tudi grmenje. Ponoči lahko včasih vidimo bliskanje tudi od zelo oddaljenih neviht, tako da grmenje do nas ne seže. Več o tem v 8. poglavju.
- Grmenje je zvočni pojav, ki spremlja strela. Zaradi pretoka naboja se zrak močno segreje in eksplozivno razširi, kar povzroči močan pok. Z oddaljenostjo od strele postaja pok vse bolj zamolkel. Grmenje lahko včasih slišimo (posebno ob močno oblačnem vremenu), tudi če ne vidimo bliska.
- Elijev ogenj je električni pojav, ko zaradi povečane jakosti električnega polja pride do ionizacije zraka ob konicah predmetov. Ko se ioni rekombinirajo, svetijo, zato govorimo o ognju. Včasih elijev ogenj spremlja slišno prasketanje.
- Tromba je horizontalni vrtinec (z vertikalno osjo vrtenja) manjših razsežnosti nad vodo, večinoma nad toplim morjem. Nastane ob nevihtnem vremenu.
- Tornado je izrazit lijakast vrtinec z vertikalno osjo vrtenja, ki se spusti iz baze velikega nevihtnega oblaka ob zelo visokih temperaturah zraka, ko je ozračje vertikalno labilno. V vrtincu pride do velikih hitrosti vetra, velikega horizontalnega striženja vetra in do velikih razlik v pritisku med središčem in obrobjem tornada. Vsi trije učinki skupaj povzročijo razdejanje v naravi in na zgradbah.

Nekatere padavine se izločijo na tleh ali na predmetih. To so:

- rosa (kondenzacija),
- zmrznjena rosa (kondenzacija in zmrzovanje),
- slana (depozicija),
- mehko ivje (krhko, izotropno, ob brezvetrju ali zelo rahlem vetru se deponira na predmete iz megle),
- trdo ivje (primrznjene podhlajene kapljice iz megle ali oblaka se ob vetru odlagajo na privetrni strani predmetov, ivnate obloge bele barve),

- ledeno ivje (podobno kot trdo ivje, le da iz kompaktnega ledu, zato prozorno),
- poledica (na tleh, ponavadi primrzuje podhlajeno pršenje ali dež; več v poglavju 6.9),
- požled (to je običajno ime za poledico na predmetih).

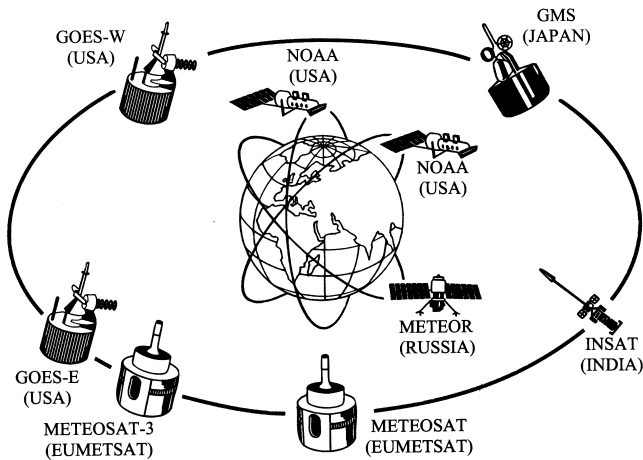
3.4 Meteorološki sateliti

Meteorološki sateliti so naprave za daljinsko opazovanje ozračja in za opravljanje nekaterih meritev v ozračju. Glede na oddaljenost in način delovanja ločimo geostacionarne in polarno-orbitalne satelite. *Geostacionarni sateliti* se vrtijo okoli središča Zemlje na oddaljenosti okoli 36 000 km v ekvatorialni ravnini, tako da se vrtijo z enako kotno hitrostjo, kot se vrti Zemlja. Zaradi tega so geostacionarni sateliti ves čas nad istimi točkami zemeljskega površja. S satelita iznad ekvatorja v geostacionarni orbiti lahko vidimo večji del k satelitu obrnjene poloble. Območja na robovih te poloble so zaradi ukrivljenosti površja Zemlje za satelit precej slabo razločljiva. Geostacionarne satelite (okoli Zemlje jih je razvrščenih okoli pet) meteorologi uporabljajo za slikanje oblačnosti.

Radiometri na satelitu zaznavajo elektromagnetno sevanje v različnih delih spektra (pasovom, kjer zaznavajo posamezni radiometri, pravimo tudi kanali). Radiometre, ki delujejo v vidnem delu spektra, imenujemo tudi kamere, še pomembnejši pa so radiometri, ki merijo sevanje v različnih pasovih IR (infrardečega) sevanja.

Posnetek Zemlje v posameznem spektralnem področju predstavlja satelitsko sliko. Glede na vrsto radiometra so na satelitskih slikah predstavljene zelo različne količine: vidimo lahko odbito vidno svetlobo (vidne slike so v resnici slike albeda oblakov in tal) ali pa sevanje atmosfere, oblakov v njej in tal. Sprejemni kanali kamer (infrardečih radiometrov) so izbrani tako, da imajo največjo občutljivost v področju maksimuma sevanja različnih plinov (npr. vodna para). V delih spektra, kjer je atmosfera za infrardeče (IR) sevanje prosojna (IR okno), lahko zaznamo sevanje predmetov v atmosferi (sevanje oblakov in tal). Slika infrardečega (IR) sevanja je zaradi povezav med temperaturo sevalca in energijo sevanja hkrati tudi slika temperatur sevalcev (Stefan-Boltzmannov zakon). Ker je iz razdalje geostacionarnega satelita videti le IR sevanje najvišjega sevalca v atmosferi, so infrardeče (IR) slike hkrati tudi slike višin oblakov.

Geostacionarni sateliti slikajo Zemljo v rednih časovnih intervalih (npr. vsake pol ure). Slike se v digitalni obliki prenašajo na zemeljsko kontrolno



SLIKA 3.12: Geostacionarni in polarno-orbitalni meteorološki sateliti; stanje leta 1995.

postajo, se tam obdelajo (preprojicirajo iz polarno-stereografske projekcije v lambertovo), tako obdelane slike pošljejo na satelit, satelit pa jih reemitira proti Zemlji, kjer jih lahko sprejmejo uporabniki. Barve oziroma sivine – beline oblakov, kot jih vidimo na IR sliki oblakov, so umetno prirejene. Vsaki količini infrardečega (IR) sevanja enolično predpišemo odtenek sivine. Če so slike podane v odtenkih sivine, potem velja, da so najhladnejši (najvišji) oblaki najbolj beli. Z računalniško tehniko je mogoče zaporedje satelitskih slik animirati, tako da dobimo kratke filmske sekvence pomikov in razvoja oblačnosti (npr. za 24 ur 48 slik – vsake pol ure ena slika). Večinoma se animira IR slike, saj jih satelit snema neprestano (ob vsakem dnevnem času), medtem ko vidne slike lahko posnamemo le na tistih delih Zemlje in le tedaj, ko jih obseva sončna svetloba.

Iz oblik in strukture slike oblakov je mogoče ugotoviti, kakšne vrste oblakov prekrivajo zemeljsko površje in deloma tudi, kakšno je vreme. Satelitski podatki o oblačnosti so posebej dragoceni na območjih, kjer ni drugih opazovanj. Satelitske slike nudijo hiter pregled dogajanja nad velikim geografskim območjem. Z opazovanjem premikanja oblakov lahko približno določimo hitrost vetra.

Geostacionarni sateliti najboljše pokrivajo (z najboljšo ločljivostjo – okoli 2 km za vidno sliko in 5 km za infrardečo (IR) sliko – in z najmanjšimi geometrijskimi popravki) ekvatorialne in tropske predele Zemlje.

Polarno-orbitalni sateliti krožijo okoli Zemlje po dosti nižjih orbitah kot

geostacionarni. Večinoma so orbite izbrane tako, da sateliti obkrožijo Zemljo v eni do dveh urah. Ker polarno-orbitalni sateliti letijo nizko (do par tisoč kilometrov nad tlemi), pri enem preletu posnamejo le pas zemeljskega površja nekaj sto kilometrov levo in desno od svoje orbite. Orbite so večinoma orientirane tako, da sateliti krožijo v ravnini, ki poteka blizu osi Zemlje: Zemlja se pod satelitom vrti, posneti pasovi površja se vrstijo od zahoda proti vzhodu. Zaradi pasovne oblike snemanja v smeri nadira so slike polarno-orbitalnih satelitov nekoliko manj uporabne za spremljanje razvoja vremena, saj se isto območje na Zemlji na teh slikah pojavi le redko (večinoma dvakrat na dan). Prednost polarno-orbitalnih satelitov je v tem, da so slike posnete z manjše razdalje in imajo zaradi tega boljšo prostorsko ločljivost. Hkrati je ločljivost neodvisna od geografskih koordinat na Zemlji, saj je površje Zemlje za satelit vedno skoraj pravokotno pod njim. Polarno-orbitalni satelit pri vsakem obhodu poslika tudi polarne kraje, za katere so slike geostacionarnih satelitov neuporabne, saj je za geostacionarni satelit območje pola že zelo nagnjena ploskev. Polarno-orbitalni sateliti slike, posnete v različnih delih spektra, posredujejo na Zemljo. Za sprejem in obdelavo je potrebno nekaj kontrolnih zemeljskih postaj, slike s polarno-orbitalnih satelitov pa se prenašajo tudi s posredovanjem geostacionarnih telekomunikacijskih satelitov.

Razen za slikanje oblačnosti lahko polarno-orbitalne satelite uporabljajo tudi za določanje poteka temperature in vlage v stolpcu zraka, ki leži blizu nadira satelita. Ti podatki so dragoceno dopolnilo balonskim radiosondnim meritvam. Radiosondni podatki so izmerjeni ob določenih terminih (večinoma 00.00 in 12.00 UTC, s stalnih postaj), medtem ko so polarno-orbitalne satelitske meritve neprestane in so razporejene vzdolž trajektorije satelita.

4

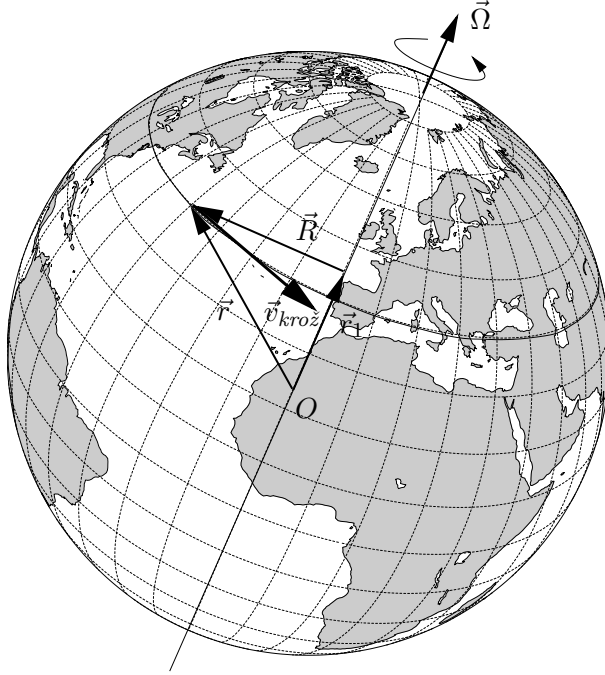
Osnovni zakoni in enačbe

Za izbrani del zraka z maso m velja, prav tako kot za vsako telo, Newtonov zakon, da je sila enaka produktu mase in njenega pospeška. To pomeni, da telo miruje ali se nepospešeno giblje, kadar ni vpliva sil ali če je vpliv vseh sil medsebojno uravnovežen, oz. da se telo giblje pospešeno, če je rezultanta vseh sil različna od nič. Torej je treba pri opisu gibanja poznati sile, ki utegnejo delovati na izbrani del zraka. Že v uvodu smo povedali, da dogajanja v ozračju, povezana z vremenom, vedno opazujemo v koordinatnem sistemu, ki se vrti skupaj z Zemljo: seveda, saj nas zanima razporeditev in časovno spreminjanje vremena nad površjem Zemlje (še najpogosteje nad tistim delom, kjer pač mi živimo). Vedno tudi rečemo, da zrak miruje nad nekim krajem in da veter piha preko nekega kraja: torej mirovanje glede na (vrtečo se) Zemljo in gibanje glede na (spet vrtečo se) Zemljo. Vrteči se koordinatni sistem je pospešen. V takem sistemu je vsota zunanjih sil in sistemskih sil enaka produktu mase in njenega pospeška. Telo se v takem sistemu giblje pospešeno, tudi če nanj ne deluje zunanja sila. Najprej pogledjmo vpliv sistemske sile, ki jo povzroča vrtenje Zemlje: razložili bomo, da je teža rezultanta enega dela sistemske sile – centrifugalne sile in sile gravitacije. Obravnavali bomo tudi sistemsko Coriolisovo silo. Nato pa se lotimo še drugih sil: sile zaradi neenakomerno porazdeljenega zračnega tlaka in sile trenja.

4.1 Sile na del zraka v ozračju

4.1.1 Vrtenje Zemlje, centripetalni in Coriolisov pospešek

Zemlja se vrti s krožno hitrostjo $\Omega = \text{konst.} = 2\pi/24 \text{ ur} \approx 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Čeprav se tega ne zavedamo, torej ves čas krožimo, kroženje pa je pospešeno



SLIKA 4.1: Hitrost kroženja zaradi vrtenja Zemlje v mirujočem inercialnem koordinatnem sistemu.

gibanje, saj se smer hitrosti ves čas spreminja. Izbrana točka na površini Zemlje na mestu, ki je od središča Zemlje O oddaljena za vektor \vec{r} (slika 4.1), je od osi kroženja oddaljena za vektor \vec{R} . Vektor \vec{r} do izbrane točke torej lahko sestavimo iz dveh delov: iz tistega \vec{r}_1 , ki je vzporeden z osjo vrtenja, in iz tistega \vec{R} , ki je na os pravokoten: $\vec{r} = \vec{r}_1 + \vec{R}$. Prvi del \vec{r}_1 nič ne doprinese k vektorskemu produktu s kotno hitrostjo vrtenja Zemlje $\vec{\Omega}$. Zato velja: $\vec{\Omega} \times \vec{r} = \vec{\Omega} \times \vec{R}$. Izbrana točka ima zato, če gledamo »od zunaj«, iz vesolja, iz nepospešenege koordinatnega sistema, hitrost kroženja:

$$\vec{v}_{kroz} = \vec{\Omega} \times \vec{R} = \vec{\Omega} \times \vec{r},$$

kjer je $\vec{\Omega}$ vektor kotne hitrosti, ki ima smer določeno s pravilom desnega vijaka (slika 4.1).

V tem nepospešenem *inercialnem sistemu* ali *absolutnem sistemu* je torej treba *relativni* hitrosti premikanja po Zemlji (kar opišemo z individualno časovno spremembo $\vec{v}_r = d\vec{r}_r/dt$ radij vektorja \vec{r}) prišteti še krožno hitrost:

$$\vec{v}_a = \vec{v}_r + \vec{v}_{kroz} = \vec{v}_r + \vec{\Omega} \times \vec{r} = d_r \vec{r} / dt + \vec{\Omega} \times \vec{r}. \quad (4.1)$$

S tem smo pridobili operator, ki opisuje prehod iz inercialnega ali absolutnega koordinatnega sistema v *neinercialni* ali *relativni* koordinatni sistem na vrteči se Zemlji. Uporabili smo ga na radij vektorju \vec{r} in brez posebnega dokazovanja povejmo, da velja za vsak vektor:

$$\frac{d_a}{dt} = \frac{d_r}{dt} + \vec{\Omega} \times . \quad (4.2)$$

Uporabimo ga na vektorju absolutne hitrosti \vec{v}_a :

$$\begin{aligned} \frac{d_a \vec{v}_a}{dt} &= \frac{d_r \vec{v}_a}{dt} + \vec{\Omega} \times \vec{v}_a = \frac{d_r(\vec{v}_r + \vec{v}_{kroz})}{dt} + \vec{\Omega} \times (\vec{v}_r + \vec{v}_{kroz}) = \\ &= \frac{d_r(\vec{v}_r + \vec{\Omega} \times \vec{r})}{dt} + \vec{\Omega} \times (\vec{v}_r + \vec{\Omega} \times \vec{r}) = \\ &= \frac{d_r \vec{v}_r}{dt} + \vec{\Omega} \times \frac{d_r \vec{r}}{dt} + \vec{\Omega} \times \vec{v}_r + \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}). \end{aligned} \quad (4.3)$$

Ker je $d_r \vec{r}/dt = \vec{v}_r$, se drugi in tretji člen v zadnjem izrazu seštejeta v $2\vec{\Omega} \times \vec{v}_r$. Ker velja $\vec{\Omega} \times \vec{r} = \vec{\Omega} \times \vec{R}$, pa je četrti enak $-\Omega^2 \vec{R}$. To neposredno pove, da je ta del pospeška pravokoten na os vrtenja. Tako je pospešek v absolutnem sistemu vsota pospeška v relativnem sistemu ter še dveh pospeškov:

$$\frac{d_a \vec{v}_a}{dt} = \frac{d_r \vec{v}_r}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v}_r - \Omega^2 \vec{R}. \quad (4.4)$$

4.1.2 Sistemski sili: Coriolisova in centrifugalna sila

Ko opazujemo dogajanja okrog sebe, se ponavadi ne zavedamo, ne občutimo, da se Zemlja vrti. Tako se nam sistemski pospeški kažejo kot sistemske sile. V naslednjem podpoglavju bomo pokazali, da je teža na Zemlji posledica delovanja gravitacije in sistemskega centripetalnega pospeška oz. sistemske centrifugalne sile $\Omega^2 \vec{R}$. Podobno se nam Coriolisov pospešek kaže kot sistemska Coriolisova sila.

Na levi v enačbi (4.4) je pospešek v absolutnem sistemu, prvi člen na desni pa je pospešek, sprememba hitrosti glede na Zemljo, v gibajočem se sistemu. Drugi člen na desni, ki je različen od nič samo pri gibanju mase glede na Zemljo, je (v absolutnem sistemu) t. i. *Coriolisov pospešek*, ki mu v relativnem, krožečem sistemu ustreza *Coriolisova sila* (na enoto mase je to specifična Coriolisova sila). Tretji člen je, spet v absolutnem sistemu, centripetalni pospešek, ki vpliva na vse mase na vrteči se Zemlji, neglede na to, ali se po njej premikajo ali ne. V relativnem sistemu je to specifična centrifugalna sila (kot smo rekli: v naslednjem podpoglavju bomo ta vpliv prišteli k gravitaciji in tako dobili silo zemeljske privlačnosti, težo).

Pri obravnavi gibanj na vrteči se Zemlji pišemo obe sistemski sili na desni strani enačb med silami, ki vplivajo na telesa na Zemlji. Če ni nobenih zunanjih sil (ali če so te sile med seboj ravno izenačene), ni absolutnega pospeška: $d_a \vec{v}_a / dt = 0$. Tedaj velja v relativnem sistemu:

$$\frac{d_r \vec{v}_r}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v}_r + \Omega^2 \vec{R}. \quad (4.5)$$

Na vrteči se Zemlji imamo torej dve sistemski sili: Coriolisovo in centrifugalno silo.

Če pa delujejo na izbrani masni del zraka kake zunanje sile $\sum \vec{F}_i$, pa velja:

$$m \frac{d_r \vec{v}_r}{dt} = m(-2\vec{\Omega} \times \vec{v}_r + \Omega^2 \vec{R}) + \sum \vec{F}_i. \quad (4.6)$$

Takoj povejmo, da pri proučevanju dinamike ozračja vedno obravnavamo masno enoto, da torej vedno obravnavamo specifične sile, to je sile na enoto mase. Zato prepíšimo zadnjo enačbo v obliki, ki upošteva, da so sile specifične: $\vec{f}_i = \vec{F}_i / m$. Od zdaj naprej tudi ne bomo več z indeksom »r« posebej označevali, da smo v relativnem sistemu na vrteči se Zemlji, zato:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \Omega^2 \vec{R} + \sum \vec{f}_i. \quad (4.7)$$

Zapisali smo torej enačbo gibanja, ki velja na vrteči se Zemlji. Seveda pa bo treba še posebej opredeliti, katere zunanje sile \vec{f}_i vplivajo na gibanje.

Da ponovimo: na vrteči se Zemlji imamo torej dve sistemski sili, Coriolisovo silo in centrifugalno silo.

Coriolisova sila odklanja gibanje: predvsem je pomembno, da odklanja horizontalno gibanje – na severni polobli v desno (malo tudi navzgor ali navzdol).

Zaradi odklanjanja Coriolisovo silo imenujemo tudi deviacijska sila (zato indeks »d« – deviacija – odklon):

$$\vec{f}_d = -2\vec{\Omega} \times \vec{v}. \quad (4.8)$$

Coriolisova sila je pomembna predvsem za gibanje obsežnejših sistemov, ki so po horizontali dovolj veliki, da se v njih lahko odrazi odklon (na severni polobli v desno). Če so namreč horizontalne dimenzije gibanja premajhne, v trajektorijah ne opazimo pomikanja v desno, in je potem smer hitrosti pretežno v tisto smer, kamor sili zunanja sila (to so predvsem razlike v tlaku – o tem v podpoglavju 4.1.4).

Druga sistemski sila v neinercialnem koordinatnem sistemu je (specifična) centrifugalna sila:

$$\vec{f}_c = \Omega^2 \vec{R}, \quad (4.9)$$

ki jo bomo v naslednjem podpoglavju prišteli k teži.

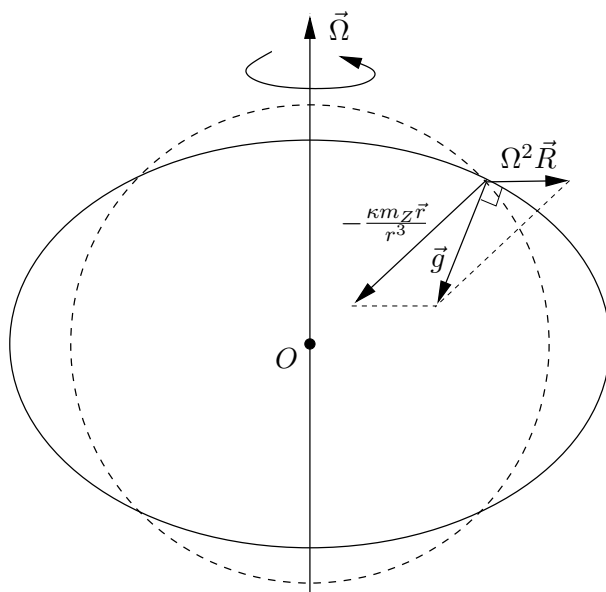
4.1.3 Teža

Na telesa vpliva *gravitacijska sila* \vec{f}_{grav} zaradi privlačnosti mase Zemlje m_Z ; njena smer je proti masnemu središču Zemlje:

$$\vec{f}_{grav} = -\frac{\kappa m_Z \vec{r}}{r^3}. \quad (4.10)$$

(Gravitacijska konstanta κ ima vrednost $\kappa = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$.) K tej sili se vedno pridruži tudi centrifugalna sila zaradi vrtenja Zemlje in njuna vsota je sila teže (slika 4.2). Specifično silo teže $\vec{f}_{teže}$ pogosto označujemo tudi kot \vec{g} (pri prostem padanju je tak pospešek zaradi teže, t. i. težnostni pospešek):

$$\vec{f}_{teže} = \vec{g} = \vec{f}_{grav} + \vec{f}_c = -\frac{\kappa m_Z \vec{r}}{r^3} + \Omega^2 \vec{R}. \quad (4.11)$$



SLIKA 4.2: Sila teže je posledica gravitacije in sistemskega centripetalnega pospeška oz. sistemske specifične centrifugalne sile zaradi vrtenja Zemlje.

Sila teže nima iz vseh predelov na Zemlji smeri proti masnemu središču, saj je vpliv centripetalnega pospeška (specifične centrifugalne sile) nad ekvatorialnimi predeli največji, in potem upada proti poloma, kjer tega pospeška ni. Zato je Zemlja sploščena v elipsoid (njena površina se je vzpostavila pravokotno na silo teže) in vrednost specifične sile teže je nad ekvatorjem manjša

kot nad polom:

$$\begin{aligned} g(\text{ekvator}) &= 9,78 \text{ m/s}^2 \\ g(45^\circ \text{ geogr. šir.}) &= 9,81 \text{ m/s}^2 \\ g(\text{pol}) &= 9,83 \text{ m/s}^2. \end{aligned}$$

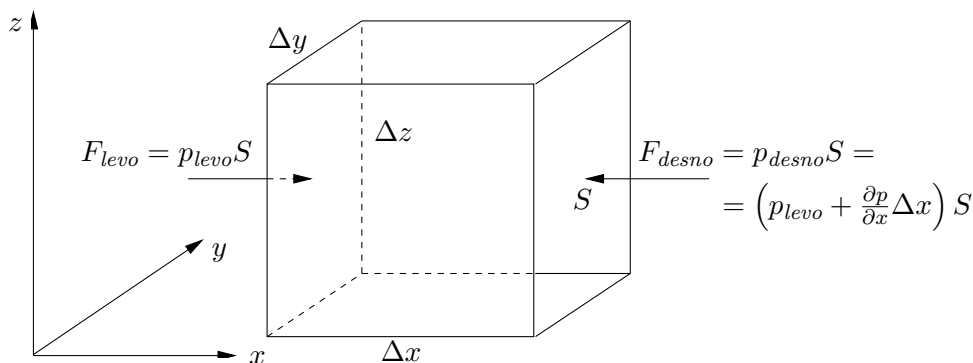
Težnostni pospešek je torej ob ekvatorju za okrog 0,5 % manjši kot na polu.

Zaradi različnih gostot posameznih delov zemeljske skorje in drugih vzrokov je Zemlja ponekod izbočena, drugod pa vbočena; geoid odstopa od elipsoida ponekod celo za 80 metrov.

4.1.4 Gradientna sila tlaka – gradientna sila

Za začetek si zamislimo v zraku omejen prostor v obliki kocke z volumnom V (slika 4.3). Če je na eni strani te kocke tlak višji kot na drugi, potem na eno stran deluje iz okolice večja sila zaradi zračnega tlaka $F_{levo} = p_{levo} \cdot S$ kot na drugo stran (v nasprotno smer): $F_{desno} = p_{desno} \cdot S$. Če je $p_{desno} = p_{levo} + \partial p / \partial x \Delta x$, je rezultanta obeh sil $F_{levo} - F_{desno} = -\partial p / \partial x \Delta x \cdot S = -\partial p / \partial x V$ (kajti $\Delta x \cdot S = V$ je volumen te kocke). Torej je neto sila v smeri x :

$$F_x = -V \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (4.12)$$



SLIKA 4.3: Sila zaradi gradienta tlaka.

Če bi se tlak spreminjal tudi v smeri y in z , bi imeli poleg F_x tudi sili F_y in F_z . Torej v splošnem:

$$\vec{F}_g = \left(-V \frac{\partial p}{\partial x}, -V \frac{\partial p}{\partial y}, -V \frac{\partial p}{\partial z} \right) = -V \text{grad } p = -V \nabla p. \quad (4.13)$$

To silo imenujemo *sila gradienta tlaka*, na kratko kar *gradientna sila*, kaže pa v smeri nasproti gradientu, torej v smer, v katero tlak najbolj pada. Ker se bomo vedno ukvarjali s specifičnimi silami, tudi to napišimo na enoto mase zraka v namišljeni kocki, na katero deluje ta sila. Delimo celo enačbo z maso m , pri tem pa upoštevamo, da je $m = \rho V$. Dobimo:

$$\vec{f}_g = -\frac{1}{\rho} \text{grad } p = -\frac{1}{\rho} \nabla p. \quad (4.14)$$

Specifična sila zaradi gradienta tlaka oz. specifična gradientna sila je torej premo sorazmerna z gradientom tlaka, obratno sorazmerna z gostoto zraka in kaže v smeri največjega upadanja tlaka.

Zračni tlak najbolj pada navzgor, zato je največja komponenta gradientne sile navzgor: v horizontalni smeri so spremembe tlaka kakih 10 000-krat manjše, zato je tudi horizontalni del gradientne sile tolikokrat manjši kot vertikalni. O vertikalnem delu gradientne sile – *vzgonu* – bomo izvedeli več pri obravnavi hidrostatičnega ravnovesja (poglavje 5.1), o horizontalnem pa pri obravnavi horizontalnih sil in horizontalnega gibanja zraka – vetra (poglavje 5.2).

4.1.5 Trenje v turbulentnem toku zraka

Trenje se pojavlja pri gibanju zraka. Opis trenja v zraku je zelo trd zalogaj, saj je opis gibanja tekočin razmeroma zapleten. Posebno malo viskozne tekočine se pri nekoliko večjih hitrostih rade vrtničijo in gibanje postane *turbulentno*. V turbulentnem toku se eni deli toka gibljejo nekoliko hitreje, drugi deli pa nekoliko počasneje. Deli toka imajo lahko tudi precej drugačno smer, kot je prevladujoča smer v celotnem toku. V kakem vrtnicu se del toka giblje tudi v povsem nasprotno smer, kot je smer toka kot celote. Tudi razlike v gostoti so pri turbulentnem toku navadno večje kot pri laminarnem. Podobno velja tudi za tlak in temperaturo. Opis turbulentnega gibanja v vseh podrobnostih je zaradi vsega tega zelo težek in še ne rešen problem. Vsekakor po zahtevnosti presega okvir osnov meteorologije. Zato se bomo tu zadovoljili tudi s preprostim in zato le približnim opisom vpliva trenja.

* Povejmo na kratko, kakšna je osnova za obravnavo turbulentnega toka. Po Reynoldsu ločimo povprečne lastnosti toka in odstopanja od povprečja (fluktuacije). Tako za hitrost, tlak, gostoto in temperaturo zapišemo, da so sestavljeni iz povprečne vrednosti (kar označimo s prečno črto nad simboli za te količine) in iz odstopanj od povprečja (kar označimo s $'$). Tako velja

$$\begin{aligned} \vec{v} &= \bar{\vec{v}} + \vec{v}', \\ p &= \bar{p} + p', \\ \rho &= \bar{\rho} + \rho', \\ T &= \bar{T} + T'. \end{aligned} \quad (4.15)$$

Pri tem upoštevamo, da je za vsako od količin povprečje fluktuacij enako nič, npr. za tlak: $\overline{p'} = 0$, pač pa ni nujno, da je korelacija med posameznimi fluktuacijami enaka nič. Za korelacije med fluktuacijami hitrosti in temperature ($\overline{v'T'} \neq 0$) ali pa za tri komponente vektorja hitrosti $\vec{v} = (u, v, w)$ na splošno velja:

$$\begin{aligned}\overline{u'u'} &\neq 0, \\ \overline{u'v'} &\neq 0, \\ \overline{u'w'} &\neq 0, \\ \overline{v'v'} &\neq 0, \\ \overline{v'w'} &\neq 0, \\ \overline{w'w'} &\neq 0.\end{aligned}\tag{4.16}$$

In prav člani s posameznimi fluktuacijami hitrosti pomenijo v turbulentnem toku trenje: če npr. v hitrejši del toka zaide neki počasneje se gibajoči del zraka iz počasnejše okolice, se zato povprečna hitrost toka nekoliko zniža. Ko pa tok zapusti najhitreje gibajoči se del mase, se povprečna hitrost tudi zniža. Zato tako turbulentno vstopanje počasnih ali izstopanje hitrih delov zavira povprečni tok. Silo turbulentnega trenja na enoto mase torej opišemo s člani, ki vsebujejo korelacije med fluktuacijami posameznih komponent hitrosti. Npr. za komponento sile turbulentnega trenja na enoto mase v smeri x velja:

$$f_{t,x} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial(\overline{\rho u' u'})}{\partial x} + \frac{\partial(\overline{\rho u' v'})}{\partial y} + \frac{\partial(\overline{\rho u' w'})}{\partial z} \right].\tag{4.17}$$

Podobne člene dobimo povsod, kjer pride do množenja dveh spremenljivk med sabo, torej v nelinearnih členih. *

V tem delu se bomo omejili na precej preprostejši opis vpliva trenja na povprečni tok zraka. Obravnavali bomo le *povprečne vrednosti hitrosti, tlaka, gostote in temperature* in se ne bomo posvečali posamezni turbulentni motnji v toku. Približno bomo opisali vpliv trenja na *povprečni tok*, pri tem pa ne bomo posebej poudarjali, da gre za povprečje; prečne črte bomo torej opustili.

Skušajmo si za začetek pomagati s podobnostjo. Gibanje prizemne plasti zraka preko neke pokrajine je nekoliko podobno gibanju trdnih teles po mirujoči podlagi. Sila trenja trdnih teles ob podlago je sorazmerna s hitrostjo. Sorazmernostni koeficient je odvisen od hrapavosti telesa in podlage. Približno velja taka zveza tudi za silo trenja, ko se prizemna plast zraka premika preko neke pokrajine. Zvezo navadno zapišemo za specifično silo na enoto mase $\vec{f}_t = \vec{F}_t/m$:

$$\vec{f}_t \approx -k\vec{v}.\tag{4.18}$$

Govorimo o *zunanjem trenju* (trenju ob podlago). Čim bolj je pokrajina razgibana, porasla in hrapava, tem večji je koeficient trenja. Trenje (specifična sila trenja) ob tla ima torej smer, ki je približno nasprotna *povprečni hitrosti*, kar hitrost zavira, koeficient k pa ima za velika geografska območja tipično vrednosti med 10^{-5} do 10^{-4} s^{-1} . Ta opis velja, kadar je veter zgolj horizontalen (ko ni izrazitih vertikalnih gibanj – konvekcije) nad ne preveč razgibanim

reliefom. Za veter, ki je tudi horizontalno precej homogen, velja tak opis tja do višine kakih 1000 ali 1500 m od tal. Tak opis trenja bomo uporabili v poglavjih 5.2.5 in 5.2.6, ko nas bo zanimalo, kako trenje vpliva na gibanje zračne mase kot celote.

Kaj pa trenje med posameznimi deli gibajočega se zraka, t. i. *notranje trenje*? Ko se gibljejo obsežne zračne plasti približno enako hitro in torej med njimi ni razlik v povprečni hitrosti (ko torej ni vetrovnega striženja), in če gre za zrak visoko nad tlemi, tedaj je trenje pogosto zanemarljivo majhno. Kadar pa imamo vetrovno striženje tudi v povprečnem toku, ko se neka zračna plast giblje skozi druge bolj počasne (npr. stržen močnega vetra skozi sicer mirnejše ozračje), bi bil najustreznejši opis trenja tak, da je to trenje sorazmerno s hitrostnim striženjem.

* Poskusimo s kako poenostavitvijo, npr. z analogijo o uporabi trdnega telesa, ki se giblje skozi tekočino. Za tak primer nam osnove fizike povedo, da za nekoliko večje hitrosti približno velja kvadratni zakon upora: $\vec{F}_t = -\frac{1}{2}\rho SCv\vec{v}$. Toda kako uporabiti podobno enačbo pri vetru, ko pa le težko natančno povemo, kaj naj bi bil npr. presek vetrovnega stržena S , kakšen naj bi bil koeficient upora C in podobno? Ta analogija nam torej ne pomaga kaj dosti.

Druga možnost je analogija s trenjem zaradi viskoznosti. Razlaga presega okvir te knjige – tisti, ki hočejo pojav podrobneje spoznati, naj sežejo po kaki knjigi o mehaniki tekočin, ali pa naj si Navier/Stokesovo enačbo za viskozne tekočine ogledajo npr. v knjigi *Matematika v fiziki in tehniki* avtorjev Kuščerja in Kodreta, 1994. Tu povejmo le, da je za viskozne tekočine trenje zaradi različno hitro se gibajočih delov te tekočine sorazmerno z drugimi odvodi hitrosti. Sorazmernostni koeficient je viskoznost μ obravnavane tekočine, torej: $\vec{f}_{t,visk} = \mu\nabla^2\vec{v}$. *

Pri turbulentnem toku uporabimo obliko, kot velja za viskozne tekočine, vlogo viskoznosti pa prevzame koeficient, ki opisuje bolj ali manj močno turbulenco:

$$\vec{f}_t = K_m\nabla^2\vec{v}. \quad (4.19)$$

Koeficient K_m imenujemo *turbulentna difuzivnost*. Zakaj? Zato, ker se z vrtinci zrak meša. Počasni deli v toku zraka prihajajo v območja močnejšega toka in ga zavirajo, hitri deli vstopajo v počasnejši del toka. Razlike se tako zmanjšujejo.

Za plast zraka blizu tal velja, da hitri vrtinci pridejo lahko tik do laminarne plasti ob tleh in se tam upočasnijo. Z mešanjem zraka se torej gibalna količina prenaša iz močnejšega toka v večjih višinah k počasnejšemu toku ob podlagi. Preko laminarne plasti se gibalna količina prenese na zemeljsko površje, kinetična energija pa se porabi za segrevanje podlage in zraka tik nad njo. S turbulentnim mešanjem se v zraku tako prenašajo poleg gibalne količine tudi druge količine, npr. toplota. Zrak, ki se ob podlagi segreje ali ohladi, se z vrtincem odtrga od tal. Zanesse ga v glavni tok, kjer se pomeša s tamkajšnjim

zrakom in ga segreje ali ohladi. Tako se s turbulentnim mešanjem transportira tudi vodna para in druge primesi zraka (plini, aerosol, oblačne kapljice in kristali itd.)

Turbulentna difuzivnost je v primerjavi z molekularno viskoznostjo zraka lahko tudi za šest velikostnih redov večja.

Poudarimo, da turbulentna difuzivnost ni lastnost tekočine (npr. ena vrednost za zrak, druga za vodo in tako naprej), temveč je lastnost toka. Čim bolj je tok turbulenten, tem večji je K_m . Torej njegove vrednosti ni mogoče ugotoviti enkrat za vselej (torej ni konstanta, tako kot viskoznost), temveč jo je potrebno določati za vsak primer različno močne turbulence posebej.

Kako približno določamo K_m , bomo opisali v poglavju 5.2.5, ko bomo obravnavali tok zraka v planetarni mejni plasti.

4.2 Sistem enačb, s katerimi popisujemo povprečna dogajanja v ozračju

4.2.1 Gibalna enačba

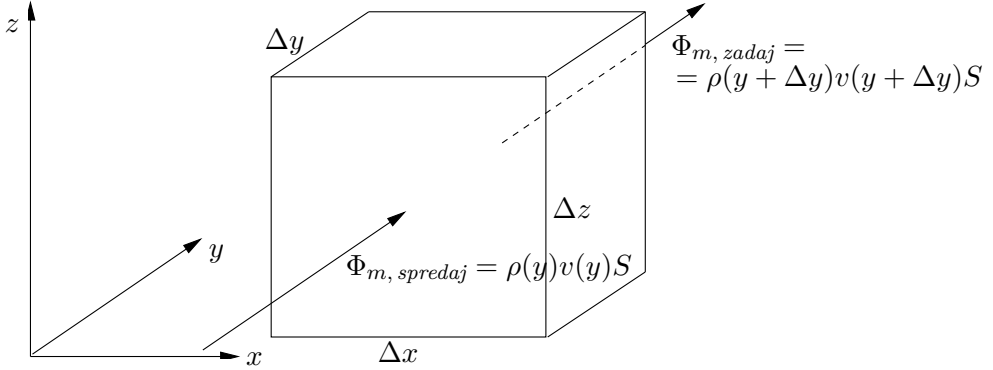
Ker smo že spoznali sile, ki utegnejo pospeševati ali zavirati gibanje zraka, smo na zapis zakona o spremembi gibalne količine že pripravljene. Ponovno zapišemo enačbo (4.7), in to za povprečni tok (za povprečno hitrost, tlak, gostoto zraka). V enačbo vstavimo vsote vseh zunanjih sil (na masno enoto) $\sum \vec{f}_i$ in upoštevamo, da je $\Omega^2 \vec{R}$ del zemeljske teže. Trenje opišemo s splošnim izrazom \vec{f}_t . Tako dobimo za časovno spremembo povprečne hitrosti – za odvod hitrosti po času:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{f}_t. \quad (4.20)$$

S tem smo zapisali gibalno enačbo, ki velja na vrteči se Zemlji. Podobno, kot imamo zapisano enačbo za individualno spremembo hitrosti izbranega dela zraka, pa bi želeli vedeti še kako se spreminja njegova gostota, tlak, temperatura.

4.2.2 Kontinuitetna enačba

Če v neki zamišljeni volumen $V = \Delta x \Delta y \Delta z$ priteka več mase, kot jo iz njega odteka, se bo tam masa povečevala, če je več odteka, kot priteka, pa se bo zmanjševala. Ker je volumen, ki oklepa nek prostor, stalen: $V = \text{konst.}$, se



SLIKA 4.4: Masni tok Φ_m spredaj v volumen V je lahko drugačen kot zadaj ven iz tega volumna.

bo torej povečevala oz. zmanjševala gostota $\rho = m/V$. Za koliko pa je odtok mase različen od dotoka?

Zamislimo si, da je tok samo v smeri y : $\vec{v} = (0, v, 0)$ (slika 4.4). Na sprednji strani prostora z volumnom V naj bo hitrost enaka v in gostota zraka je ρ . Ti dve količini se s krajem lahko spreminjata, tako da na drugi strani volumna V (za Δy nazaj) velja:

$$\begin{aligned} v(y + \Delta y) &= v(y) + \frac{\partial v}{\partial y} \Delta y, \\ \rho(y + \Delta y) &= \rho(y) + \frac{\partial \rho}{\partial y} \Delta y. \end{aligned} \quad (4.21)$$

Na sprednji strani vstopi skozi steno velikosti $S = \Delta x \Delta z$ v času Δt v volumen V masa $\Delta m_1(y)$, ki se nahaja v prostoru $Sv(y)\Delta t$:

$$\Delta m_{\text{spredaj}}(y) = \rho(y)Sv(y)\Delta t, \quad (4.22)$$

iz njega pa na zadnji strani izstopi masa:

$$\Delta m_{\text{zadaj}}(y + \Delta y) = \rho(y + \Delta y)Sv(y + \Delta y)\Delta t. \quad (4.23)$$

Spredaj je torej masni tok v volumen: $\Phi_{m, \text{spredaj}} = \Delta m_{\text{spredaj}}/\Delta t = \rho(y)v(y)S$. Zadaj pa je masni tok $\Phi_{m, \text{zadaj}} = \rho(y + \Delta y)v(y + \Delta y)S$ usmerjen ven iz volumna V . Njuna razlika:

$$\frac{\Phi_{m, \text{spredaj}} - \Phi_{m, \text{zadaj}}}{V} = \frac{\rho(y)Sv(y) - \rho(y + \Delta y)Sv(y + \Delta y)}{S\Delta y} \quad (4.24)$$

pomeni spremembo mase in s tem gostote v volumnu V ; v času Δt se torej gostota spremeni za:

$$\frac{\Delta \rho}{\Delta t} = \frac{\rho(y)v(y) - \rho(y + \Delta y)v(y + \Delta y)}{\Delta y}. \quad (4.25)$$

Ko obenem limitiramo tako Δt kot Δy proti nič, dobimo:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial \rho v}{\partial y}. \quad (4.26)$$

Obravnavali smo le gibanje v eni smeri, le eno komponento hitrosti, zato smo dobili odvod le po y . Če bi upoštevali celotno hitrost $\vec{v} = (u, v, w)$ in njene možne spremembe v vseh smereh, bi dobili enačbo, ki se imenuje kontinuitetna enačba:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial \rho u}{\partial x} - \frac{\partial \rho v}{\partial y} - \frac{\partial \rho w}{\partial z} = -\nabla \cdot (\rho \vec{v}). \quad (4.27)$$

Iz enačbe sledi, da so lokalne spremembe gostote (na nekem mestu) posledica konvergence ali divergence masnega toka na tistem mestu: konvergenca pomeni, da več mase priteka in se zato tam gostota povečuje, divergenca pa, da več mase odteka kot priteka, zato se gostota zmanjšuje.

Enačbo lahko še predelamo, če upoštevamo izraz za individualni časovni odvod: $d\rho/dt = \partial\rho/\partial t + \vec{v} \cdot \nabla\rho$, in da je $\nabla \cdot (\rho \vec{v}) = \vec{v} \cdot \nabla\rho + \rho \nabla \cdot \vec{v}$. Kontinuitetno enačbo tako lahko zapišemo tudi v obliki:

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v}. \quad (4.28)$$

V tej obliki enačba pove, da se nekemu masnemu delu zraka (tekočine) gostota spreminja zaradi divergence hitrosti, ko se meje te mase razmaknejo, ali zaradi konvergence hitrosti, ko se meje stiskajo skupaj.

Zrak v ozračju se navadno ne stiska niti ne širi. Če ima le dovolj prostora, odteče vstran kadar bi npr. okolica delovala tako, da naj bi se stisnil. Pri horizontalnem gibanju se obnaša ponavadi tako, da je njegova gostota konstantna:

$$\frac{d\rho}{dt} = 0. \quad (4.29)$$

Tok zraka je torej brezdivergenten oz. polje hitrosti v ozračju je brezdivergentno:

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0. \quad (4.30)$$

Pomembno je glede sprememb gostote $\frac{d\rho}{dt}$ poudariti naslednje: ko se zrak premakne v okolje, kjer je tlak višji, ga okolišne zračne gmote stisnejo, in če se

premakne tja, kjer je tlak nižji, se razširi toliko, da se mu tlak izenači z okolišnim tlakom. Tedaj $\frac{d\rho}{dt} \neq 0$! To se ponavadi dogaja pri dviganju ali spuščanju zraka v ozračju, in tedaj seveda ne velja, da je tok zraka brezdivergenten. Še pomembnejše je, da se pri stiskanju ali širjenju opravlja delo, zaradi česar se spreminja notranja energija zraka in preko nje njegova temperatura.

4.2.3 Enačba stanja

Zrak je plin in zanj tudi v naravi velja *enačba stanja* ali *plinska enačba*:

$$pV = \frac{m}{M}R^*T. \quad (4.31)$$

Tu smo z R^* označili splošno plinsko konstanto: $R^* = 8314 \text{ J}/(\text{kmol K})$, z M pa molekularno maso plina. Zrak kot zmes plinov kisika O_2 , dušika N_2 , argona Ar itd. imenujemo *suhi zrak*. V njem je vedno tudi spremenljiva količina vodne pare H_2O , lahko tudi nekatere primesi, ki pomenijo onesnaženje zraka itd. Povprečna molekularna masa te zmesi je $M = 29 \text{ kg}/\text{kmol}$. Ker se bomo večinoma ukvarjali z zrakom, je smiselno, da vpeljemo *specifično plinsko konstanto za zrak* $R = R^*/M = 287 \text{ J}/(\text{kg K})$:

$$pV = mRT. \quad (4.32)$$

Poleg tega povejmo, da v ozračju seveda ne moremo zasledovati za vsak izbrani (nevidni) del zraka, kako se mu spreminja volumen. Tudi merimo temperaturo in tlak, ne pa volumna. Zato enačbo stanja zapišemo za masno enoto (tako kot smo zapisali npr. gibalno enačbo), torej jo delimo z V , in dobimo:

$$p = \rho RT. \quad (4.33)$$

Enačba stanja ali plinska enačba tako povezuje tlak, gostoto in temperaturo. Gostoto računamo iz znanih (izmerjenih) vrednosti tlaka in temperature.

4.2.4 Termodinamska energijska enačba

Za opis sprememb temperature nekega izbranega dela zraka uporabimo *prvi zakon termodinamike*, ki pove, da se toplota dQ izmenjana med zrakom z maso m in njegovo okolico, porabi ali sprosti ob spremembah njegove notranje energije $dW = mc_v dT$ in ob delu ob razpenjanju ali stiskanju $dA = pdV$ (faznih sprememb vode v zraku zaenkrat ne upoštevamo – temu se bomo posebej posvetili v poglavjih 6.5 do 6.11):

$$dQ = mc_v dT + pdV. \quad (4.34)$$

Rekli smo, da sprememb volumna v zraku v odprtem prostoru ne moremo zasledovati. Zato uporabimo enačbo stanja in jo diferenciramo: $d(pV) = d(mRT) = mRdT$. Velja tudi $d(pV) = pdV + Vdp$. Zato dobimo:

$$pdV = mRdT - Vdp, \quad (4.35)$$

kar uporabimo v enačbi za izmenjavo toplote:

$$dQ = mc_v dT + mRdT - Vdp. \quad (4.36)$$

Specifična plinska konstanta je za plin enaka razliki njegovih specifičnih toplot pri stalnem tlaku in stalnem volumnu: $R = c_p - c_v$ (, ki za zrak znašata $c_p = 1004 \text{ J/(kg K)}$ in $c_v = 717 \text{ J/(kg K)}$). Zato sledi:

$$dQ = mc_p dT - Vdp. \quad (4.37)$$

Za časovne spremembe ima energijska enačba (zapisana na masno enoto) enako obliko:

$$\frac{1}{m} \frac{dQ}{dt} = c_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}. \quad (4.38)$$

Odtod dobimo enačbo za spremembe temperature zraka:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{mc_p} \frac{dQ}{dt}. \quad (4.39)$$

Energijska enačba v obliki (4.39) kaže, da se zraku temperatura ne spreminja samo, kadar mu dovajamo ali odvajamo toploto, temveč tudi če se stiska ali razteza (to je ponavadi pri dviganju ali spuščanju skozi ozračje).

4.2.5 Sistem enačb, ki jih uporablja meteorologija

Enačbe, ki smo jih izpeljali ali navedli v prejšnjih poglavjih, zberimo skupaj.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} + \vec{g} + \vec{f}_t \quad \text{gibalna enačba}$$

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v} \quad \text{kontinuitetna enačba}$$

$$p = \rho RT \quad \text{enačba stanja}$$

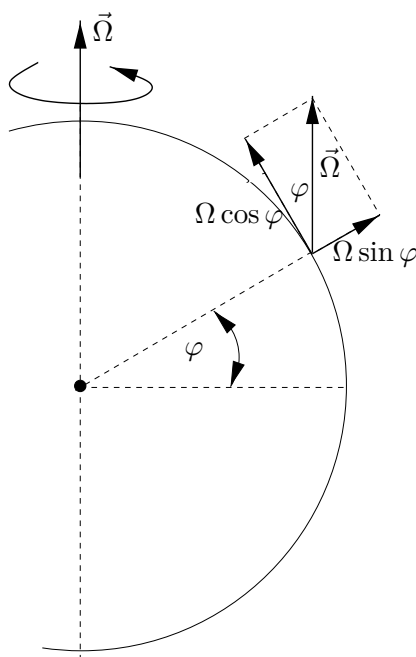
$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{dp}{dt} + \frac{1}{mc_p} \frac{dQ}{dt} \quad \text{termodinamska energijska enačba}$$

V teh enačbah so seveda prispevki nekaterih členov večji, drugih pa manjši, pač glede na prevladujoče dogajanje v posameznem primeru.

Za pretežno horizontalna gibanja je smiselno gibalno enačbo zapisati posebej za horizontalni in posebej za vertikalni del (pri čemer zanemarimo nekatere člene, ki so za en red ali več redov velikosti manjši od ostalih, za trenje pa uporabimo preprost opis z $\vec{f}_t = -k\vec{v}_h$):

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla_h p - f\vec{k} \times \vec{v}_h - k\vec{v}_h, \quad (4.40)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} - g - kw. \quad (4.41)$$



SLIKA 4.5: Komponente vektorja krožne hitrosti vrtenja Zemlje. Pri horizontalnem gibanju s hitrostjo \vec{v}_h prispeva k vektorskemu produktu $2\vec{\Omega} \times \vec{v}$ samo vertikalna komponenta $\Omega \sin \varphi$; odtod sledi Coriolisov parameter $f = 2\Omega \sin \varphi$.

Pri tem smo uporabili dve standardni oznaki: vpliv Coriolisove sile je predstavljen s *Coriolisovim parametrom* $f = 2\Omega \sin \varphi$, kjer je φ geografska širina, \vec{k} pa je enotski vektor navpično navzgor. Kako pridemo do parametra $f = 2\Omega \sin \varphi$? Vektor $\vec{\Omega}$ razdelimo na dve komponenti: horizontalno $\Omega \cos \varphi$ in vertikalno $\Omega \sin \varphi$ (slika 4.5). Obravnavamo primer, ko je hitrost horizontalna: $\vec{v} = \vec{v}_h$. V vektorskem produktu $2\vec{\Omega} \times \vec{v}_h$, ki v gibalni enačbi predstavlja

Coriolisovo silo, ima horizontalno smer samo tisti del, ki je rezultat vektorskega množenja z vertikalno komponento $\Omega \sin \varphi$. In zakaj množenje $-\vec{k} \times \vec{v}_h$ vektorja horizontalne hitrosti \vec{v}_h z enotskim vektorjem $-\vec{k}$? To samo pomeni, da Coriolisova sila (po pravilu desnega vijaka) kaže horizontalno v desno od smeri horizontalne hitrosti.

Mnogo pa je dogajanj, ki jih dovolj dobro zajamejo še bolj poenostavljene enačbe.

- Pri pretežno horizontalnih gibanjih dovolj visoko nad tlemi je vpliv zunanjega trenja (ob tla) na povprečno hitrost zanemarljiv. Daleč največji sili sta sila teže in njej nasprotni vertikalni del gradientne sile (ki ga imenujemo tudi *vzgon* – glej poglavje 5.1): $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$. Ti dve sili sta pogosto med seboj izenačeni in za nekaj velikostnih redov večji kot vsi drugi vplivi. Če sta izenačeni, velja hidrostatično ravnotežje: v vertikalni smeri ni pospeškov oz. so zanemarljivi ($dw/dt = 0$). Vertikalne hitrosti so majhne. Takrat je ozračje v hidrostatičnem ravnotežju, iz katerega izračunavamo tlak p – o tem v poglavju 5.1.
- Velikokrat je tok skoraj brezdivergenten ($\nabla \cdot \vec{v} = 0$) in tudi v horizontalni smeri skoraj nepospešen ($d\vec{v}_h/dt \approx 0$). Zrak, ki se horizontalno steka, se razteka v vertikalni smeri in obratno. S kontinuitetno enačbo torej lahko iz znanega horizontalnega polja hitrosti izračunavamo vertikalno hitrost. Sile, ki so tedaj v ravnovesju, opredeljujejo stacionarne načine gibanja zraka. O tem bomo govorili v poglavju 5.2, kjer na koncu v oddelku 5.2.6 na kratko omenimo tudi nestacionarna horizontalna gibanja zraka.
- Včasih, kot npr. pri močni (vertikalni) konvekciji v nevihtnem oblaku, je horizontalna hitrost zanemarljiva v primerjavi z vertikalno ($u, v \ll w$), vertikalni pospeški dw/dt pa so včasih kar precejšnji. Takrat je seveda smiselno vertikalna gibanja obravnavati posebej. (Pa tudi sicer pogosto dogajanja po vertikali obravnavamo ločeno od tistih po horizontali: sile po vertikali so namreč za nekaj velikostnih redov večje od tistih po horizontali.) S tem v zvezi kot poseben primer obravnavamo stabilnost ozračja (poglavji 6.5.3 in 6.5.4) in nekatera značilna gibanja, kot npr. konvekcijo ali zavetrne valove (poglavji 5.4 in 6.5.5).
- Predvsem v prostem ozračju, kjer ni stika s tlemi, zrak ne prejema niti ne oddaja kaj dosti toplote: $dQ/dt \approx 0$. Dogajanje je približno *adiabatno* (brez izmenjevanja toplote z okolico): temperatura se spreminja le ob razpenjanju ali stiskanju zraka (do česar pride predvsem ob vertikalnih gibanjih, medtem ko so drugi vplivi na individualne spremembe tlaka zanemarljivi). Zato privzamemo, da velja $dp/dt = w \partial p / \partial z$, za potek tlaka

z višino pa privzamemo, da ustreza hidrostatičnemu ravnotežju. Tako dobimo $dp/dt = -w\rho_{ok}g$ in iz energijske enačbe, potem ko privzamemo da je $\rho \approx \rho_{ok}$, sledi za spremembo temperature obravnavane mase zraka izraz $\frac{dT}{dt} = -\frac{g}{c_p}w$.

Ob takih razmerah (horizontalno gibanje, brezdivergentni adiabatni tok brez trenja), ki so dokaj pogostne, je poenostavljen sistem enačb torej naslednji:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla_h p - f\vec{k} \times \vec{v}_h \quad (4.42) \text{ gibalna enačba za določanje časovnih sprememb polja horizontalne hitrosti, če poznamo polje tlaka}$$

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} = g \quad (4.43) \text{ hidrostatično ravnotežje v vertikalni smeri omogoča določanje vertikalne razporeditve tlaka}$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\nabla_h \cdot \vec{v}_h \quad (4.44) \text{ kontinuitetna enačba povezuje polje vertikalne hitrosti s poljem horizontalne}$$

$$p = \rho RT \quad (4.45) \text{ enačba stanja za določanje gostote ob znanem tlaku in znani temperaturi}$$

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{g}{c_p}w \quad (4.46) \text{ termodinamska energijska enačba pove, kako se spreminjanja temperatura ob dviganju ali spuščanju zraka.}$$

Če razmere niso takšne, kot smo jih opisali, potem seveda velja celotni nepoenostavljeni sistem enačb.

5

Hidrostatika in vetrovi

Zrak v ozračju skoraj nikoli ne miruje. Toda čeprav se giblje, je možno, da po vertikali velja hidrostatično ravnotežje. Torej tu uporaba besede »statika« oz. »statično« še ne pomeni mirovanja zraka: pomeni le, da ni vertikalnih pospeškov, da sta torej medsebojno uravnotežena teža in vzgon (vertikalni del gradientne sile), (podpoglavje 5.1). Kadar je gibanje pretežno horizontalno, v računih zanemarimo vertikalno komponento. Prikazali bomo predvsem nekatere stacionarne približke za opis horizontalnega gibanja (podpoglavja 5.2.1 do 5.2.7). Omenili bomo tudi nestacionarne razmere (podpoglavje 5.3). Kadar pa je gibanje predvsem vertikalno, npr. ob vzgornikih v prosti konvekciji ali ob prisilnem dvigu zraka preko gorskih pregrad, se ne zanimamo za horizontalno hitrost, temveč obravnavamo samo vertikalno hitrost. Ob takih primerih pogosto privzamemo, da so polja spremenljivk po horizontali ali stacionarna ali homogena, sile med seboj uravnotežene ipd., in se zato zanimamo samo morebitna neravnotežja po vertikali. Prvi tak primer: prosto konvekcijo požene neravnotežje med težo in vzgonom, kasneje pa se vzpostavi novo ravnovesje sil med prostim vzgonom (razliko med vzgonom in težo) in trenjem. Pri drugem primeru tudi lahko pride do pospeševanja po vertikali: tipični primer so zavrtni transverzalni valovi ob gorskih grebenih. O vertikalnem gibanju je govor v podpoglavju 5.4.

5.1 Hidrostatično ravnotežje

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

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g. \quad (5.1)$$

V ozračju, ki je v hidrostatičnem ravnotežju, sta torej masa zraka in s tem tlak tako razporejena, da je povsod vertikalni del gradientne sile (vzgon) ravno nasprotno enak sili teže: če je sila teže nekaj večja, se zrak še malo sesede proti tlam, če pa je vzgon večji, se še nekoliko dvigne navzgor – dokler se ne vzpostavi ravnotežje. Sile v horizontalni smeri so lahko ob tem v ravnovesju ali v neravnovesju. Prej navedena enačba torej ne trdi, da zrak miruje, temveč le opredeljuje, kako sta masa oz. gostota in z njima zračni tlak razporejeni, kako se zračni tlak spreminja z višino:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \quad (5.2)$$

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

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{pg}{RT}. \quad (5.3)$$

Kjer in kadar je zrak bolj gost (nižje pri tleh in ob bolj hladnem vremenu – torej pri nižji temperaturi), tlak bolj pada z višino, kjer je bolj redek (v višinah, ali kadar je bolj toplo), pa je padec z višino manjši. Ne prav visoko v ozračju, kjer je gostota zraka npr. 1 kg/m^3 , je padec tlaka za 1 hPa na 11 metrov, na višini okrog 5500 m, kjer je gostota le še $0,5 \text{ kg/m}^3$, je padec tlaka 1 hPa na vsakih 22 metrov. Padec tlaka z višino je torej odvisen od gostote oz. od temperature zraka.

5.1.1 Potek tlaka z višino

Enačbo (5.3) integriramo od začetne višine in tlaka na tej višini: $z = z_1$ in $p = p_1$, do poljubne višine z in do tlaka p na tej višini:

$$\int_{p_1}^p \frac{\partial p}{p} = - \int_{z_1}^z \frac{g \partial z}{RT(z)}. \quad (5.4)$$

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

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

Pri takem načinu integracije dobimo potek tlaka z višino:

$$p(z) = p_1(z_1) \exp \left[-\frac{g(z - z_1)}{R\langle T \rangle} \right]. \quad (5.5)$$

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

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

tedaj je rezultat integracije:

$$p(z) = p_1(z_1) \left[1 + \left\langle \frac{\partial T}{\partial z} \right\rangle \frac{z - z_1}{T_1} \right]^{-\frac{g}{R\langle \frac{\partial T}{\partial z} \rangle}}. \quad (5.6)$$

Obe rešitvi veljata samo, če poznamo pravo povprečje temperature v plasti oz. pravilni linearni približek poteka temperature v plasti med z_1 in z . Spodnja meja integracije je odvisna od potreb. Včasih integriramo od tal navzgor: tedaj je $z_1 = z_s$ in $p_1 = p_s$. Pogosto pa tudi od morskega nivoja navzgor; tedaj je $z_1 = 0$, $p_1 = p(0)$ in $T_1 = T(0)$, ter:

$$p(z) = p(0) \exp \left[-\frac{gz}{R\langle T \rangle} \right] \quad (5.7)$$

oziroma

$$p(z) = p(0) \left[1 + \left\langle \frac{\partial T}{\partial z} \right\rangle \frac{z}{T(0)} \right]^{-\frac{g}{R\langle \frac{\partial T}{\partial z} \rangle}}. \quad (5.8)$$

5.1.2 Višina, izračunana iz tlaka

Potek tlaka z višino uporabljamo tudi za določanje višine z aneroidnimi višinomeri – merjenje višine poimenujemo tudi *altimetrija*. Take aneroide kot višinomere uporabljajo npr. planinci ali letalci. Aneroid meri tlak in če je dobro umerjen, lahko izmeri tlak pravilno (natančno pač v skladu s svojo preciznostjo). Toda višina, preračunana iz (pravilno izmerjenega) tlaka, ni nujno pravilna. Iz enačbe (5.5) dobimo:

$$z(p) = z_1 + \frac{R\langle T \rangle}{g} \ln \frac{p_1}{p}. \quad (5.9)$$

Vidimo, da je izračunana višina odvisna od tlaka p_1 pri izhodišču z_1 in od povprečne temperature $\langle T \rangle$ za plast med z_1 in z (g in R pa sta poznani

konstanti). Višinomeri imajo poleg okrogle skale za tlak (npr. v milibarjih) še eno vrtljivo skalo za višino. Če poznamo tlak p_1 pri izhodišču z_1 , lahko s pravilno zavrtitvijo vrtljive skale naravnamo višinomer glede na izhodiščno vrednost p_1 na višini z_1 . Še vedno pa ostane negotovost glede povprečne temperature $\langle T \rangle$. Samo če bi poznali njeno pravo vrednost, bi lahko izračunali pravo višino. V praksi so napake neizogibne.

Če upoštevamo prenizko temperaturo glede na dejanske razmere, bomo izračunali premajhno višino, če pa v računu upoštevamo previsoko temperaturo, bo višina prevelika. Pravilno vrednost lahko določimo le, če poznamo $T(z)$!

Da bi se izognili nejasnostim, so se predvsem za potrebe letalstva dogovorili za t. i. standardno ozračje oz. standardno atmosfero (glej poglavje 2.2.1 in dodatek A). Privzamejo, da je pri povprečni gladini morja zračni tlak 1013,25 hPa, temperatura 15 °C, padec temperature z višino pa linearen 6,5 K/km po vsej troposferi do povprečne višine tropopavze (11 km), kjer je temperatura $-56,5$ °C.

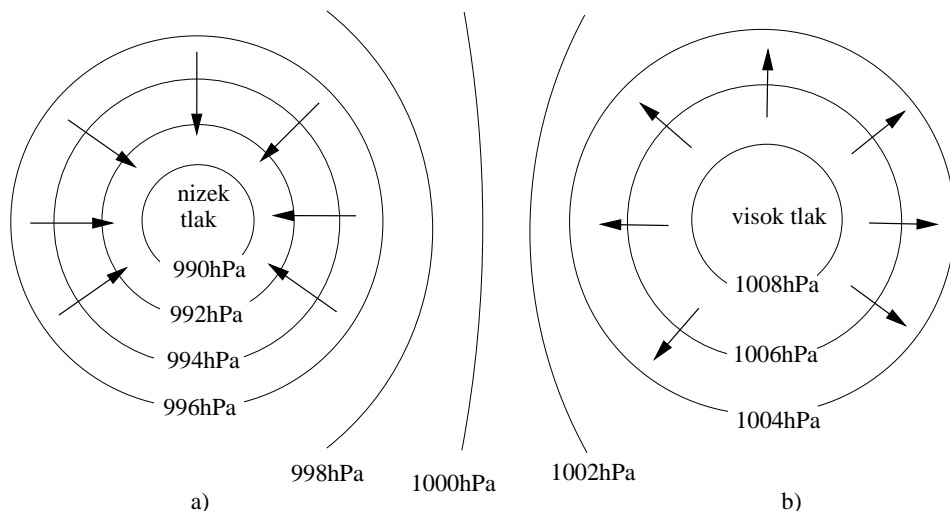
S tem je v tej *standardni atmosferi* določen povprečni potek temperature z višino. Tak standard so tudi upoštevali, ko so zarisali skalo višine na vrtljivo skalo višinomera. Napakam pri določanju višine se s tem sicer ne izognemo, vendar velja za vsa letala, ki letijo nad nekim območjem in ki nastavijo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

5.2 Preprosti primeri stacionarnih vetrov

Kadar je gibanje izbrane zračne mase enakomerno, nepospešeno, tedaj nanjo ne deluje nobena sila, ali pa je delovanje sil medsebojno uravnoteženo tako, da je rezultanta vseh sil nič. Katere so te sile? Vzrok za gibanje so razlike v tlaku, ki povzročijo gradientno silo. Ko se zrak giblje, nanj delujeta tudi deviacijska ali Coriolisova sila ter, za veter blizu tal, še sila trenja, ki vpliva na povprečno hitrost gibanja. In to je za horizontalno gibanje vse! Veliki sili teže v vertikalni smeri namreč ponavadi v hidrostatičnem ravnotežju drži ravnotežje enako velika vertikalna komponenta gradientne sile (vzgon).

Enakomerno in nepospešeno je le tisto gibanje, kjer je hitrost ves čas enaka tako po velikosti kot po smeri. Kadar ni tako, je gibanje pospešeno. Sem spada tudi enakomerno kroženje s konstantno obodno hitrostjo, saj se smer hitrosti ves čas spreminja.

Ali tudi v ozračju opazimo enakomerno kroženje? Seveda: to je gibanje v horizontalnem krogu, ko zračni tlak od središča navzven enakomerno narašča ali pada. Na sliki 5.1 vidimo dva primera, ko je stacionarna horizontalna razporeditev zračnega tlaka taka, da iz vseh točk na izbrani krožnici deluje enako velika gradientna sila proti središču oz. iz središča navzven. V teh primerih se vzpostavi enakomerno kroženje zračnih mas okrog te središčne točke.



SLIKA 5.1: Horizontalni presek skozi polji zračnega tlaka pri tleh. Krožni polji (a) nizkega in (b) visokega tlaka pomenita radialno usmerjeno gradientno silo.

Za obravnavo horizontalnih gibanj smo si v poglavju 1.2.3 pripravili poenostavljeni naravni koordinatni sistem. Tam smo za pospešek v horizontalnem toku zapisali:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = \vec{n} \frac{V^2}{R_{traj}} + \vec{t} \frac{dV}{dt}. \quad (5.10)$$

Prvi člen na desni predstavlja sistemski radialni pospešek in je pravokoten na smer hitrosti. Pojavi se samo pri ukrivljenem gibanju. Drugi člen tangencialnega pospeška pa govori o spreminjanju velikosti hitrosti. Če je gibanje tako, da se hitrost po velikosti nič ne spreminja (kar velja lahko za premo ali za ukrivljeno gibanje), je ta drugi člen enak nič.

Oglejmo si še sile!

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

$$-\frac{1}{\rho} \nabla_{hp} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \vec{t} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n}. \quad (5.11)$$

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

$$-f\vec{k} \times \vec{v}_h = -fV\vec{k} \times \vec{t} = -fV\vec{n}. \quad (5.12)$$

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

$$\vec{f}_t = -kV\vec{t}. \quad (5.13)$$

Gibalna enačba ima torej v naravnem koordinatnem sistemu obliko:

$$\frac{V^2}{R}\vec{n} + \frac{dV}{dt}\vec{t} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s}\vec{t} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}\vec{n} - fV\vec{n} - kV\vec{t}. \quad (5.14)$$

V komponentni obliki torej velja:
v tangentsni smeri \vec{t} :

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial s} - kV \quad (5.15)$$

in v normalni smeri \vec{n} :

$$\frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n} - fV. \quad (5.16)$$

Od gradientne sile, ki gibanje povzroči, je odvisno, ali je gibanje premo in enakomerno (kadar so izobare ravne in se v času ne spreminjajo) ali gre za enakomerno kroženje (če so izobare krožne in se tudi v času ne spreminjajo) ali pa je gibanje še bolj zapleteno (ko so izobare vijugaste in se morda v času tudi spreminjajo).

V nadaljevanju bomo najprej obravnavali le preproste stacionarne primere, ko je velikost hitrosti konstantna: $\frac{dV}{dt} = 0$. Zato bomo uporabljali predvsem drugo enačbo za normalno smer. V njej si bomo radialni pospešek zaradi obravnave v naravnem koordinatnem sistemu lahko predstavljali tudi kot sistemska centrifugalno silo tega naravnega koordinatnega sistema. Prvo enačbo za tangencialno smer bomo dodali, ko bomo opisovali vpliv trenja. Potem bomo v poglavju 5.3 omenili nekatere nestacionarne primere in na koncu v poglavju 5.4 še nekatera gibanja v vertikalni smeri.

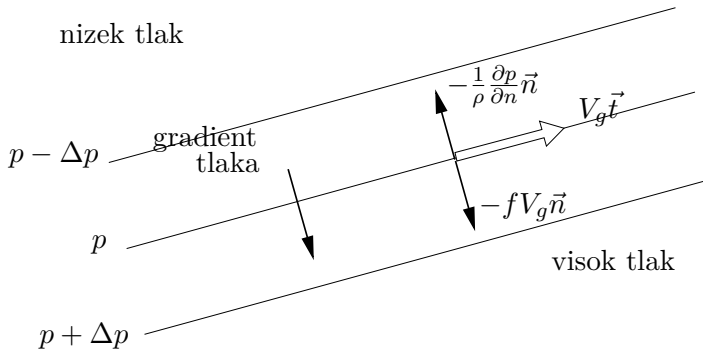
5.2.1 Geostrofski veter

Če so izobare ravne ($R = \infty$, smer gradienta tlaka je povsod ista), če je primer stacionaren ($\frac{dV}{dt} = 0$) in če je trenje zanemarljivo ($\vec{f}_t = -kV\vec{t} = 0$, kar velja predvsem dovolj visoko od tal), ostane pravokotno na smer gibanja le ravnovesje med gradientno silo in Coriolisovo silo:

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n} - fV_g \vec{n}. \quad (5.17)$$

Enotski vektor \vec{n} , ki v naravnem koordinatnem sistemu kaže v levo od smeri hitrosti, kaže torej v smeri nasproti gradientu tlaka, torej proti nizkemu tlaku; to je v isto smer, kot gradientna sila. Coriolisova sila je njej nasprotna, torej kaže proti visokemu tlaku (slika 5.2). Ravnovesje sil poimenujemo *geostrofsko ravnovesje* (Gea: Zemlja, strofein: vrteti se). Velikost hitrosti smo označili z V_g , da smo poudarili, da gre za *geostrofski veter*. Izračunamo jo iz:

$$V_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (5.18)$$



SLIKA 5.2: Ob ravnih izobarah piha geostrofski veter tako, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi strani, če gledamo v smeri hitrosti.

Ker je v naravnem koordinatnem sistemu velikost hitrosti vedno pozitivna, je (na severni polobli, kjer je $f > 0$) torej vedno $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$: tlak pada v levo od smeri hitrosti.

Geostrofski veter torej piha tam, kjer so izobare ravne in se v času ne spreminjajo, in sicer vzporedno z izobarami tako, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi, če gledamo v smeri gibanja.

Če se Zemlja ne bi vrtela, Coriolisove sile ne bi bilo, veter bi pihal od visokega tlaka proti nizkemu tlaku in bi s tem vetrom premikajoče se zračne

mase kaj hitro zapolnile primanjkljaj zraka v območju nizkega tlaka. Nekaj takega opazamo ob ekvatorju, kjer je Coriolisova sila zanemarljivo majhna: tam ni razlik v tlaku, temveč je pri tleh ob ekvatorju pas enakomernega tlaka (nekoliko nižjega kot v subtropskih geografskih širinah).

V zmernih in visokih geografskih širinah pa je Coriolisova sila pomembna. Tam veter torej ne piha proti nizkemu tlaku, temveč vzporedno z izobarami: zrak ne teče od območja, kjer je tlak visok, tja, kjer je tlak nizek. Zato se zračni tlak ne izravna, temveč v zmernih in visokih geografskih širinah območja z nižjim in višjim tlakom vztrajajo dokaj nespremenjena po več dni ali tednov. Vrtenje Zemlje je torej bistveni vzrok za to, da je vreme na Zemlji tako, kot je.

Poudariti moramo še eno zelo važno dejstvo. Na osnovi izpeljave enačbe za geostrofski veter bi morda kdo pomislil, da veter, preden se vzpostavi ravnovesje med gradientno silo in Coriolisovo silo, piha od visokega proti nizkemu tlaku – to je povprek čez izobare. To v ozračju v zmernih geografskih širinah (in v višinah, kjer je trenja zanemarljivo majhno) ni res, kajti ti dve sili sta tam ves čas približno medsebojno uravnovešeni! Ves čas se polje zračnega tlaka prilagaja polju vetra in obratno – to poimenujemo *geostrofsko prilagajanje*. Zato so odstopanja od ravnovesja le majhna in veter v višinah ima ponavadi le majhno, pogosto komaj opazno komponento, pravokotno na izobare.

Torej: veter v višinah, kjer je trenje zanemarljivo, je v zmernih geografskih širinah skoraj vedno vzporeden z izobarami – torej približno geostrofski (oz. približno gradientni – glej naslednje poglavje 5.2.2).

* (V nekaterih knjigah so skice, ki naj bi ponazarjale začetno prilagajanje toka: od mirovanja, preko šibkega vetra povprek čez izobare, vse močnejšega vetra vedno bolj v smeri izobar, do stacionarnega geostrofskega vetra vzdolž izobar. Izkušnje kažejo, da take skice večino študentov zavajajo k napačni predstavi o geostrofskem prilagajanju vetra. V ozračju namreč ni nikakršnega vzroka, ki bi zrak zadrževal v mirovanju v polju neenakomernega tlaka ter ga potem nenadno izpustil, da bi se prilagodil in začel pihati kot geostrofski veter. Pač pa se pihanje proti nizkemu tlaku pojavi, ko v prej zaprti sobi odpremo okna in vrata in nastane prepah ali ko v laboratoriju odpremo ventil kake posode, v kateri je tlak povečan.)

*

5.2.2 Gradientni veter

Kadar so izobare ukrivljene, toda še vedno stacionarne, in dovolj visoko nad tlemi, kjer ni trenja, je radialni pospešek vzrok za to oz. sistemska centrifuga.

galna sila naravnega koordinatnega sistema posledica tega, da se vzdolž poti opazovanega dela zraka spreminja smer gibanja. Vzrok za to je krožno polje gradientne sile. Nasproti gradientni sile deluje Coriolisova sila. Da primer ločimo od prejšnjega, imenujemo veter v tem primeru *gradientni veter* V_{gr} . Zanj torej velja ravnotežje sil v smeri \vec{n} , ki ga poimenujemo *gradientno ravnovesje*:

$$\frac{V_{gr}^2}{R} \vec{n} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n} - f V_{gr} \vec{n}. \quad (5.19)$$

Pospešek in obe sili so vsi pravokotni na smer hitrosti: veter piha vzporedno z izobarami. Ker vsi trije delujejo vzdolž iste premice, lahko zapišemo tudi skalarno enačbo, ki upošteva le velikost hitrosti:

$$\frac{V_{gr}^2}{R} + f V_{gr} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0. \quad (5.20)$$

Primer je zelo podoben prejšnjemu in tudi veter, ki se pojavi, je približno tak kot v primeru geostrofskega ravnovesja. Še vedno ena nasproti drugi delujeta gradientna in Coriolisova sila, toda zaradi ukrivljenosti izobar (ukrivljenih trajektorij, po katerih se gibljejo deli zraka) se pojavi tudi radialni pospešek (oz. v naravnem koordinatnem sistemu njemu ustrezna sistemska centrifugalna sila), ki spremlja vsako kroženje. Kadar so izobare le malo ukrivljene, se gradientni veter komaj kaj razlikuje od geostrofskega, kadar pa je ukrivljenost velika, so razlike lahko tudi precejšnje.

Kakšne so možne kombinacije teh sil, da je njihova rezultanta enaka nič? Npr. če je R pozitiven in $\partial p / \partial n$ tudi pozitiven (in ker je na severni polobli tudi f pozitiven) imajo vsi členi v enačbi isti pozitivni predznak (kažejo vse tri sile v isto smer). Tedaj njihova vsota (rezultanta sil) nikakor ne more biti enaka nič. Taka rešitev torej fizikalno ni možna.

V naravi se lahko pojavi več možnosti. Izobara (ki je obenem trajektorija) je lahko pozitivno ali negativno ukrivljena in ima torej radialni pospešek (sistemska centrifugalna sila) smer ali v levo ali v desno od smeri hitrosti.

Tlak morda lahko narašča v levo od smeri hitrosti, ali pa tja upada: morda je lahko gradient tlaka $\partial p / \partial n$ pozitiven ali pa negativen? V enem primeru bi torej lahko gradientna sila kazala v levo v drugem pa v desno od smeri hitrosti.

V naravi se pri gradientnem ravnovesju teh treh sil ne zgodi, da bi tlak (na severni polobli) naraščal v levo od hitrosti (le če je Coriolisova sila zanemarljivo majhna, je mogoč tudi tak primer – glej naslednje poglavje 5.2.3). Gradientna hitrost ima torej tako smer, da je (na severni polobli) nizek tlak na levi, če gledamo v smeri gibanja. Torej (na severni Zemeljski polobli) velja $\partial p / \partial n < 0$ in sila gradienta tlaka vedno kaže v levo od smeri gibanja. Coriolisova sila

(omejimo se na obravnavo dogajanja na severni polobli) kaže vedno v desno od hitrosti.

Toda kljub že omenjenim omejitvam še vedno niso fizikalno smiselne vse preostale računsko možne kombinacije sil. Kakšne možnosti se torej pojavljajo v naravi?

Najprej si oglejmo matematični opis problema, potem pa bomo navedli še nekaj fizikalnih razlogov za to, da za nekatere rešitve veljajo omejitve. Rešimo torej kvadratno enačbo za V_{gr} !

$$V_{gr} = -\frac{fR}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}. \quad (5.21)$$

Pri tem upoštevajmo, da je ukrivljenost poti lahko pozitivna ali negativna (R je pozitiven ali negativen), da (formalno vzeto) lahko tlak v levo od smeri gibanja narašča ali pada ($\partial p / \partial n$ je pozitiven ali negativen) in da je pred korenom znak ali pozitiven ali negativen. Sledi, da imamo matematično formalno osem možnosti za V_{gr} . Po definiciji hitrosti v naravnem koordinatnem sistemu, kjer kaže prva koordinatna os vedno v smer gibanja, velja:

- da mora biti velikost hitrosti vedno pozitivna ($V_{gr} > 0$) in
- da mora biti za realno rešitev diskriminanta pod korenom pozitivna.

Zato je $f^2 R^2 / 4 > R / \rho \partial p / \partial n$. Poleg tega smo nekaj odstavkov prej že poudarili:

- na severni polobli se vedno vzpostavljajo taka obsežna gibanja, da je nizki tlak na levi, glede na smer hitrosti (da je $\partial p / \partial n < 0$) – na južni polobli je ravno obratno.

Torej vse formalno možne rešitve niso tudi fizikalno smiselne rešitve. Zato upoštevamo le tiste, ko velja:

$$V_{gr} > 0, \quad \frac{\partial p}{\partial n} < 0, \quad \frac{f^2 R^2}{4} > \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

(za severno poloblo)

Zdaj ločimo dva primera: gibanje s pozitivno in gibanje z negativno ukrivljenostjo poti.

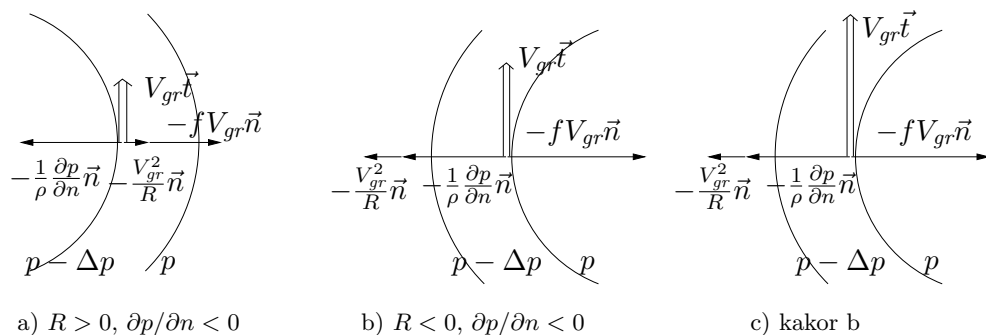
A. Za pozitivno ukrivljenost $R > 0$ (v nasprotni smeri urnih kazalcev, v meteorologiji jo imenujemo tudi ciklonalna ukrivljenost), je na severni polobli, kjer je $f > 0$, prvi člen $-fR/2$ v enačbi (5.21) negativen. Zato smemo pri

korenu upoštevati samo pozitivni predznak, če naj bo hitrost pozitivna. Ob tem mora biti koren tudi absolutno večji od prvega člena. To je pri $R > 0$ in $\partial p/\partial n < 0$ vedno, kajti tedaj se torej oba člena pod korenem seštevata. Izraz pod korenem ni nikoli negativen in rešitev je vedno realna.

Za $R > 0$:

$$V_{gr} = -\frac{fR}{2} + \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}. \quad (5.22)$$

Torej je za pozitivno (ciklonalno) ukrivljenost, in ko tlak v levo od hitrosti upada, fizikalno smiselna rešitev le tista, kjer je pred korenem znak + (slika 5.3a).



SLIKA 5.3: Nekateri načini gibanja pri ukrivljenih izobarah. Narisane so tri fizikalno smiselne rešitve za gradientni veter (od formalno možnih osmih rešitev); v naravi se vzpostavljata le prvi dve; druga možnost vedno prevlada nad tretjo, ki bi ob večji hitrosti pomenila tudi večjo kinetično energijo gibajočega se zraka.

B. Za negativno anticiklonalno ukrivljenost $R < 0$ je prvi člen v izrazu za gradientno hitrost pozitiven in bi lahko pred korenem obveljal znak + ali -. Pogoje je le, da mora biti pri negativnem predznaku koren absolutno manjši od $|fR/2|$, če naj bi bila tudi pri tem znaku vsota obeh členov še vedno pozitivna. To je mogoče le tedaj, ko se člena pod korenem med seboj odštevata, kar je pri negativni ukrivljenosti (in pri tem, da je tudi $\partial p/\partial n < 0$) vedno res! Po drugi strani za realno rešitev vrednost pod korenem ne sme biti negativna, torej mora veljati tudi $|\partial p/\partial n| < |\rho f^2 R/4|$.

Za negativno (anticiklonalno) ukrivljenost torej velja, da sta sicer mogoči dve hitrosti: ena večja, ko sta oba člena pozitivna (pred korenem znak +, slika 5.3c) in druga manjša, ko velja pred korenem predznak - (slika 5.3b): $V_{gr} = -\frac{fR}{2} \begin{matrix} (+) \\ - \end{matrix} \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$. Znak (+) smo dali v oklepaj zato, ker se v naravi vedno vzpostavi manjša od obeh ravnovesnih hitrosti (slika 5.3b).

Torej, za $R < 0$ in $|\partial p/\partial n| < |\rho f^2 R/4|$:

$$V_{gr} = -\frac{fR}{2} - \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}. \quad (5.23)$$

Zdaj (po formalni matematični razlagi) pogledjmo še ravnovesje sil. V primeru **A** gre za enakomerno kroženje v pozitivni smeri (v ciklonalni smeri). Tedaj Coriolisova sila (sistemska sila zaradi vrtenja Zemlje) in centrifugalna sila (sistemska sila pri obravnavi v naravnem koordinatnem sistemu) skupaj ohranjata ravnotežje sili gradienta tlaka, ki kaže proti središču, to je proti nizkemu tlaku. V primeru **B** je kroženje v negativni (anticiklonalni) smeri. Tu kaže gradientna sila navzven, saj je tlak v okolici nižji, v središču kroženja pa najvišji. Navzven kaže, kot vedno, tudi sistemska centrifugalna sila. Edino Coriolisova sila lahko vzpostavi ravnotežje drugima dvema, toda zato mora biti primerno močna: enaka kot gradientna sila in sistemska centrifugalna sila skupaj. Prav centrifugalna sila pri kroženju po majhnem radiju lahko postane zelo velika, saj je obratno sorazmerna z radijem. Da ostane sistem v ravnovesju, velja omejitev $|\partial p/\partial n| < |\rho f^2 R/4|$, kar pomeni, da mora biti pri majhnih radijih tudi gradient majhen. Dovolj majhen gradient (ki je vzrok za gibanje) zagotavlja dovolj šibke vetrove in s tem dovolj šibko centrifugalno silo.

Ugotovili smo torej, da je pri negativni ukrivljenosti gibanja, za $R < 0$, velikost gradienta tlaka pri izbrani ukrivljenosti omejena: $|\partial p/\partial n| < |\rho f^2 R/4|$, da pa ni omejitve pri pozitivni ukrivljenosti. To je pomemben rezultat, ki kaže, da je pri pozitivni ciklonalni ukrivljenosti tudi pri majhnih radijih lahko gradient močen.

V ciklonih je tudi ob sredini lahko močen gradient in s tem močen veter. Na sredini anticiklonov ni močnega gradienta tlaka in zato tudi ni vetra. Poudarimo: pri pozitivnem anticiklonalnem kroženju (npr. v anticiklonih) $|\partial p/\partial n| < |\rho f^2 R/4|$ za $R < 0$.

O tem več v poglavjih 7.3.2 in 7.3.3 pri obravnavi vremena v anticiklonih in v ciklonih.

Še ena ugotovitev! Iz opisa geostrofskega vetra smo se naučili, da velja $-(1/\rho)\partial p/\partial n = fV_g$. Torej zdaj lahko pri obravnavi gradientnega vetra namesto $-(1/\rho)\partial p/\partial n$ pišemo tudi fV_g . Uporabimo to v zapisu ravnotežja $V_{gr}^2/R + (1/\rho)\partial p/\partial n + fV_{gr} = 0$ in dobimo:

$$\frac{V_{gr}^2}{R} - fV_g + fV_{gr} = 0. \quad (5.24)$$

Odtod izrazimo hitrost gradientnega vetra V_{gr} glede na ustrezni geostrofski veter V_g , ki bi pihal ob sicer enakem gradientu tlaka, toda ob ravnih, neukrivljenih poteh vetra:

$$V_{gr} = \frac{V_g}{1 + V_{gr}/fR} \quad \begin{cases} V_{gr} > V_g & \text{za } R < 0 \\ V_{gr} < V_g & \text{za } R > 0 \end{cases} \quad (5.25)$$

Pri kroženju v pozitivni (ciklonalni) smeri je hitrost nekoliko manjša, kot bi bila ob sicer enakem gradientu in ob ravni poti vetra (manjša torej od ustrezne geostrofske hitrosti), kar je posledica tega, da zdaj dve sili, obe sorazmerni hitrosti, skupaj ohranjata ravnovesje gradientni sili.

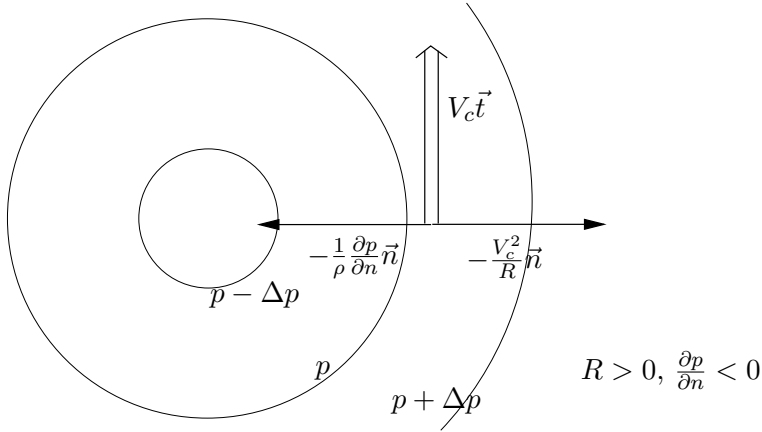
Pri kroženju v negativni (anticiklonalni) smeri pa je hitrost večja od hitrosti ustreznega geostrofskega vetra, kar je posledica tega, da Coriolisova sila sama ohranja ravnovesje ne le gradientni, temveč tudi centrifugalni sili. Zato mora biti torej ustrezno večja. Večjo Coriolisovo silo fV_{gr} pa zagotavlja le večja hitrost.

Primer za tako gibanje zraka je ukrivljeni tok v višinah. Predvsem so to gibanja okrog zaključenih ovalnih ali bolj ali manj okroglih območij z nizkim ali visokim zračnim tlakom (v ciklonih in anticiklonih), pa tudi gibanje v valujočem zahodnem toku okrog Zemlje. V dolinah teh valov, ko se severozahodnik obrača preko zahodnika v jugozahodnik, je veter nekoliko šibkejši, v vrhovih teh valov, ko se jugozahodnik spet preko zahodnika obrne v severozahodnik, pa nekoliko močnejši.

Prav na ekvatorju, kjer ni Coriolisove sile (f je tam nič), ne more biti gradientnega (pa tudi geostrofskega) gibanja. *Tropski cikloni* (v Ameriki jim rečejo *hurricani*, v jugovzhodni Aziji pa *tajfuni*) torej ne nastajajo prav ob ekvatorju, temveč navadno med 10° in 20° geografske širine in potujejo pretežno proti severozahodu (na južni polobli proti jugozahodu), torej proč od ekvatorja. Zato tudi nanje vpliva vrtenje Zemlje in z njim Coriolisova sila. Na severni polobli se pod vplivom vseh treh sil ti tropski cikloni vrtijo v pozitivni smeri.

5.2.3 Ciklostrofski veter

Na manjših območjih z lokalno močno znižanim tlakom so izobare močno ukrivljene (obratni primer lokalno močno zvišanega tlaka ni možen zaradi omejitve gradienta tlaka okrog središč z visokim tlakom!). Ob močno ukrivljenih izobarah in ob veliki hitrosti je sistemska centrifugalna sila dosti večja od Coriolisove, ki jo zato lahko zanemarimo. Dobimo ravnovesje med gradientno



SLIKA 5.4: Ciklostrofsko ravnovesje. Vrtenje v *tornadih* je na severni polobli skoraj vedno v pozitivni smeri; druga možnost za vrtenje v negativni anticiklonalni smeri se pojavlja zelo poredko. Pač pa se manjši *prašni vrtinci* pogosto zavrtijo tudi v obratni smeri.

silo in radialnim pospeškom oz. sistemsko centrifugalno silo – imenujemo ga *ciklostrofsko ravnovesje*:

$$\frac{V_c^2}{R} \vec{n} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n}. \quad (5.26)$$

To ravnovesje je možno, če je pri pozitivni ukrivljenosti $\partial p/\partial n < 0$, oz. pri negativni ukrivljenosti $\partial p/\partial n > 0$. Tu je torej možno le kroženje okrog območja z nizkim tlakom. Načelno je kroženje lahko ali v pozitivni ali v negativni smeri.

Primeri za tak način gibanja so *tornadi* in *prašni vrtinci*.

Tornadi so lijakasti spiralni vrtinci s premerom do nekaj sto metrov, ki se razvijejo navzdol iz nevihtnih oblakov. Včasih jih opazimo samo pod oblakom, včasih pa sežejo tudi do tal. Pojavijo se tedaj, ko je v oblaku zelo močno dviganje. Odtekanje zraka v višino povzroči, da se pod bazo oblaka tlak lokalno močno zniža. Posledica je izdatno horizontalno stekanje zraka od strani in zavrtinčenje v spiralasto stekajoče se gibanje. Večina tornadov se na severni polobli vrta v pozitivni smeri. Ker je namreč oblak lahko precej velik, se ponavadi tudi ves oblak nekoliko vrta v smislu gradientnega ravnotežja (na severni polobli v pozitivnem smislu). Če pa se torej že ves oblak nekoliko ciklonalno vrta, dobi tudi velika večina zametkov tornadov, ki se razvijejo iz takih oblakov, začetni impulz vrtenja v pozitivnem smislu, kar opredeli tudi njihovo nadaljnje vrtenje.

Prašni vrtinci, ki so majhni, premera do nekaj metrov, in ki se razvijejo od tal navzgor, se vrtijo v obe smeri: v pozitivno in v negativno. Horizontalna konvergenca se v takih primerih razvije na tako majhnem območju, da Coriolisova sila ne vpliva na stekanje zraka. Torej zaradi majhnosti pojava ni nobene težnje po zavrtitvi v pozitivno smer (kot smo povedali v 5.1.1, se vpliv Coriolisove sile lahko odrazi le pri dovolj velikih sistemih gibanja).

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

5.2.4 Inercijsko gibanje

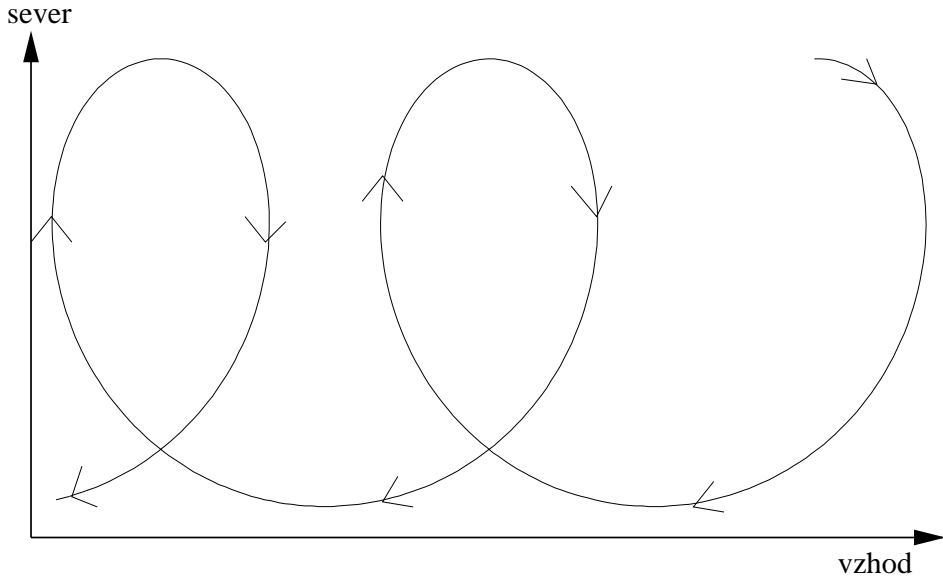
Naslednji poenostavljeni primer gibanja na Zemlji je sicer pomembnejši za oceane kot za ozračje, toda tudi za ozračje je opis zelo poučen. Naj se zrak giblje s hitrostjo V v odsotnosti gradientne sile. Torej ni sile, ki bi zrak poganjala, je pa v preteklosti nekaj povzročilo to gibanje, ki se sedaj nadaljuje zaradi vztrajnosti, inercije. Tudi trenje, ki bi gibanje postopoma zaustavilo, naj bo zanemarljivo. Tedaj sta v smeri pravokotno na hitrost v ravnovesju le obe sistemski sili – centrifugalna sila (naravnega koordinatnega sistema) in Coriolisova sila (sistema na vrteči se Zemlji):

$$\frac{V_i^2}{R} \vec{n} = -f V_i \vec{n}. \quad (5.27)$$

Enačba (5.27) opisuje ukrivljeno *inercijsko gibanje*. Če so dimenzije opazovanega prostora tako majhne, da velja na vsem območju enaka vrednost Coriolisovega parametra f_0 ($f = 2\Omega \sin \varphi_0 = f_0 = \text{konst.}$), je gibanje krožno po krogu z radijem, ki je tem večji, čim večja je hitrost:

$$R = -\frac{V_i}{f_0}. \quad (5.28)$$

Radij je na severni polobli negativen (kjer je $f_0 > 0$). Gibanje ima torej negativno ukrivljenost (anticiklonalno, v smeri kazalcev na uri). Obhodni čas



SLIKA 5.5: Inercijsko gibanje zračne mase z manjšim radijem bolj severno in z večjim radijem bolj južno.

τ je:

$$\tau = \frac{2\pi|R|}{V_i} = \frac{2\pi}{|f_0|} = \frac{2\pi}{2\Omega|\sin\varphi_0|} = \frac{12 \text{ ur}}{|\sin\varphi_0|} \quad (5.29)$$

in je neodvisen od radija in hitrosti.

* Ta obhodni čas je enak polovičnemu obhodnemu času Foucaultovega nihala. To je na dolgi, vrtljivo vpeti vrvi pripeta krogla. Ravnina nihanja ohranja svojo smer v prostoru. Zemlja se vrti, zato se – relativno glede na vrtečo se Zemljo – smer nihanja obrača. Obhodni čas inercijskega kroženja je torej enak času, v katerem se to nihalo zavrti za 180° . *

Na vrteči se Zemlji se torej telo, npr. del mase zraka, na katerega ne delujejo zunanje sile, ne giblje premo, temveč je zaradi sistemskih sil (centrifugalne in Coriolisove) gibanje ukrivljeno. V območjih, kjer velja $f = f_0 = \text{konst.}$, opazimo gibanje v krogih. Pri majhnih geografskih širinah so krogi večji, pri večjih geografskih širinah so manjši. Če pa telo prehaja iz enih geografskih širin na druge, se giblje po nekakih pentljah z večjimi in manjšimi radiji (slika 5.5).

V izventropskih geografskih širinah so v ozračju le redkokje območja, kjer ne bi bilo gradienta tlaka in s tem gradientne sile. Pač pa v oceanih pogosto pride do tokov brez gradientne sile (brez nagiba gladine, brez velikih horizontalnih razlik gostote vode), kajti mnoge tokove požene veter nad temi vodami. Zato so v oceanih *inercijska gibanja* zelo pomemben in precejšen del gibanja.

5.2.5 Vpliv trenja na geostrofski in gradientni veter

V naslednjih dveh podpoglavjih si oglejmo še vpliv trenja na gibanje zraka. Ponovimo odločitev, da pri naši obravnavi opisujemo le poenostavljen vpliv trenja na povprečni turbulentni tok, tako da upoštevamo vpliv v obliki zunanega trenja. S t. i. notranjim trenjem se bomo ukvarjali bolj podrobno v poglavju 5.2.7.

Ponovno zapišimo Newtonov zakon pri konstantni absolutni hitrosti, to je pri ($dV/dt = 0$):

$$\frac{V^2}{R} \vec{n} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \vec{t} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n} - fV \vec{n} - kV \vec{t}, \quad (5.30)$$

ali, po komponentah, to je:

– v tangentski smeri \vec{t} :

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} - kV. \quad (5.31)$$

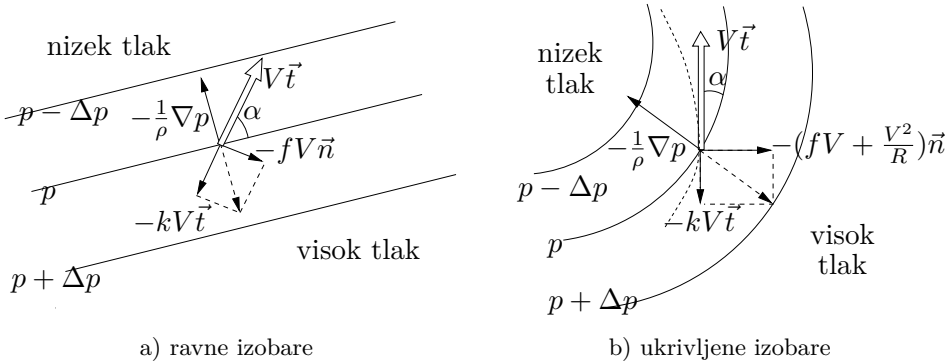
– v normalni smeri \vec{n} :

$$\frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - fV. \quad (5.32)$$

Obravnava je za ravna ($R = \infty$) in za ukrivljena gibanja ($R \neq \infty$) podobna. V smeri, pravokotni na gibanje (smer \vec{n}), velja za $R = \infty$ geostrofsko ravnovesje med tistim delom gradientne sile, ki je pravokoten na smer gibanja, ter med Coriolisovo silo. Za $R \neq \infty$ se v gradientnem ravnovesju obema pridruži še sistemska centrifugalna sila. V smeri gibanja (smer \vec{t}) pa velja ravnovesje med trenjem in komponento gradientne sile v smeri gibanja (sliki 5.6a in 5.6b). V obeh primerih gibanje ni več vzporedno z izobarami, kot je v vseh že obravnavanih primerih, ampak je usmerjeno nekoliko povprek čez izobare.

Kot α med smerjo hitrosti in med izobarami je pri ravnih izobarah (slika 5.6a) določen z razmerjem med silo trenja (velikost kV) in Coriolisovo silo (fV), torej med koeficientom trenja k in Coriolisovim parametrom f . Izračunamo ga, če silo trenja in Coriolisovo silo projiciramo na smer izobar (predstavljaj si to na sliki 5.6a). V tej smeri sta ti dve komponenti edini sili, zato sta medsebojno enako veliki in nasprotni: $|kV \cos \alpha| = |fV \sin \alpha|$. Odtod dobimo $\text{tg } \alpha = k/f$. Čim močnejše je trenje (čim večji je koeficient trenja k), tem bolj je veter odklonjen povprek čez izobare.

Ob ukrivljenem gibanju je kot pri pozitivni ukrivljenosti določen z razmerjem med ustreznimi komponentami sile trenja na eni in vsote Coriolisove sile in centrifugalne sile na drugi strani, pri negativni ukrivljenosti pa z razmerjem med ustreznimi komponentami sile trenja na eni in vsote Coriolisove sile in



a) ravne izobare

b) ukrivljene izobare

SLIKA 5.6: Vpliv trenja na tok zraka pri ravnih izobarah (a) in pri ukrivljenih izobarah (b). Polne črte so izobare, pri ukrivljenih izobarah pa je trajektorija narisana črtkano.

sile gradienta tlaka na drugi strani. Pri ravnih izobarah je odklon od smeri izobar neodvisen od hitrosti, pri ukrivljenih pa ne. V obeh primerih pride do odklona smeri hitrosti proti območju z nižjim tlakom.

Trenje vpliva na gibanje tako, da je to usmerjeno nekoliko poprek čez izobare proti nizkemu tlaku.

Primer za tak način gibanja je veter nad obsežnimi območji z enakomerno hrapavostjo in ne previsoko od tal, da je trenje relativno pomembno (to je nad bolj homogenim območjem do višine kakih 1000 do 1500 m nad tlemi). V naravi v zmernih geografskih širinah ponavadi opazimo pri takih vetrovih odklone za kakih 15° do 25° nad bolj gladkim terenom (nad morji) ter za do 45° in več stopinj nad bolj hrapavim, toda še vedno horizontalno precej homogenim terenom. To bi pomenilo, da je nad morji uporabna vrednost *koeficienta trenja* okrog 10^{-5} do 10^{-4} s^{-1} , nad kopnim pa tudi več kot 10^{-4} s^{-1} .

Komponenta vetra povprek čez izobare pomeni pretok mase od visokega tlaka proti nizkemu tlaku. Na ta način se torej v spodnjih plasteh med tlemi in višino kakih 1000 do 1500 m nad tlemi pretaka zrak iz območij visokega tlaka v območja z nizkim tlakom. Delno to pripomore k izenačevanju tlakov (slabitvi območij z visokim in z nizkim tlakom), delno pa je pretok preko izobar kompenziran z dviganjem zraka v višine tam, kjer je tlak nizek oz. s spuščanjem proti tlom, kjer je tlak visok. Spuščanje zraka iz višin v območja z visokim tlakom ne kompenzira popolnoma odtekanja mase. Zato se tam zmanjšuje masa zraka, in s tem tudi zračni tlak. V območjih z nizkim tlakom se masa zraka povečuje in s tem se viša zračni tlak.

Ta mehanizem je med drugimi eden od vzrokov, da se območja visokega in nizkega tlaka s časom spreminjajo (o drugih vzrokih več v poglavju 7.3.2 in v poglavju o ciklonih 7.3.3). Brez pretoka mase povprek čez izobare, se ciklon ne bi polnil in anticiklon ne bi praznil. Tlak znotraj takih zaključenih izobar se sploh ne bi spreminjal in bi bil tako v ciklonih ves čas nizek, v anticiklonih pa visok.

5.2.6 Antitriptični veter

Kjer je teren zelo razčlenjen in vrhovi segajo visoko v ozračje, naš preprost opis trenja odpove: tedaj se moramo zavedati, da se tok zraka usmerja, kanalizira po dolinah in okrog hribov. Na takem terenu smemo podobno, kot smo v prejšnjem razdelku obravnavali le obsežne sisteme, obravnavati samo lokalno homogena gibanja, npr. po pobočjih navzgor ali navzdol. Ker so sistemi pobočnih vetrov majhnih dimenzij, se vpliv Coriolisove sile ne more odraziti tako, da bi se tok usmeril vzdolž izobar – Coriolisovo silo zanemarimo. Hitrosti so majhne, zato tudi centrifugalne sile ni potrebno upoštevati. Torej v prečni smeri ni nobene sile, ki bi vplivala na gibanje. Zato je komponenta gradientne sile v tej smeri enaka nič in zato se obravnavani del zraka giblje v smeri proti nizkemu tlaku:

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \vec{n} \quad (5.33)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \vec{t} - k V_{at} \vec{t}. \quad (5.34)$$

Tak veter imenujemo *antitriptični veter*. Njegova hitrost je (približno) konstantna, kar je posledica ravnotežja med silo gradienta tlaka in silo trenja:

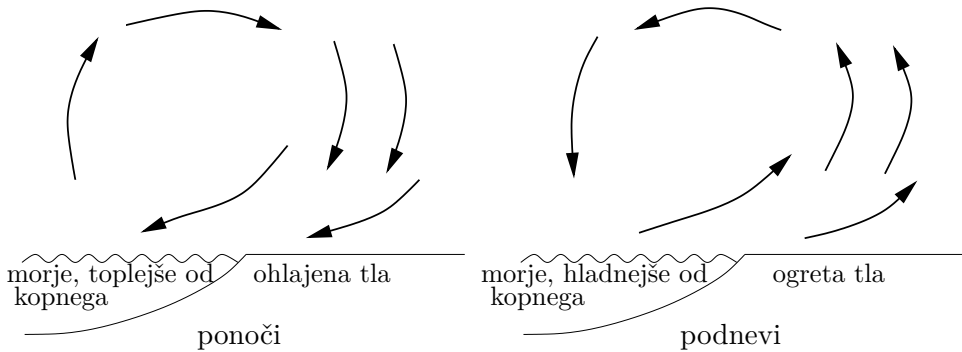
$$V_{at} = -\frac{1}{\rho k} \frac{\partial p}{\partial s}. \quad (5.35)$$

Pobočni in obalni vetrovi pihajo torej proti nizkemu tlaku, njihova hitrost pa je majhna, pod 3 m/s.

Podnevi pihajo po pobočjih navzgor, ponoči pa navzdol. Podnevi iz morja nad kopno, ponoči iz kopnega nad morje. Le kjer se tok zoži, kanalizira, so hitrosti lokalno večje.

Vzrok za lokalne vetrove je segrevanje zraka podnevi oz. ohlajanje ponoči nad pobočji oz. ravninami ter nad morjem oz. nad kopnim. Razlika temperatur povzroči neravnotežje v vzgonu in zrak se dviga ali spušča. Ob dviganju se pri tleh tlak nekoliko zmanjša, pri spuščanju pa zveča. Zato se pojavi pri tleh tok od visokega k nizkemu tlaku, ki razliko v tlaku delno kompenzira.

Tudi v višini so tokovi vase zaključeni, in tako imamo pri pobočnih in obalnih vetrovih skoraj povsem vase zaključeno cirkulacijo zraka (slika 5.7).



SLIKA 5.7: Lokalni, zaključeni sistemi morskega in kopnega vetra. Pri tleh je veter antitriptičen, v višinah pa se vzpostavijo kompenzacijska gibanja, ki zaključijo kroženje zraka.

5.2.7 Vpliv trenja na gibanje v planetarni mejni plasti

Na veter pri tleh vpliva tudi bolj ali manj hrapava podlaga. Tik pri tleh v nekaj milimetrski laminarni plasti zrak miruje, dovolj visoko od tal, v t. i. prostem ozračju, kjer je vpliv trenja zanemarljivo majhen, pa tla na tok ne vplivajo in je veter npr. geostrofski. To pomeni, da je v plasti pri tleh močno vetrovno striženje. To striženje ter majhna viskoznost zraka povzročita, da je razen tik ob površini tok zraka turbulenten.

Pri obravnavi spreminjanja hitrosti z višino po velikosti in po smeri, bomo uporabili parametrizacijo notranjega trenja, kar pomeni, da bomo vpliv fluktuacij hitrosti opisali s količinami, ki veljajo za povprečni tok (kar smo že razložili v poglavju 4.1.5). Zapis sile trenja kot $\vec{f}_t = K_m \nabla^2 \vec{v}$ velja prav za vetrovno striženje. Koeficient turbulentne difuzivnosti K_m določimo napol empirično, pri čemer so v različnih plasteh zraka postopki različni.

Prizemna turbulentna plast in logaritemski profil vetra

V prizemni plasti zraka hitrost ponavadi narašča z višino, smer pa se ne spreminja. Zato lahko obravnavamo zračni tok le enodimenzionalno: $\vec{v} = (u, 0, 0)$.

V tem toku se lahko razvijejo na neki višini od tal le tako velike izotropne, to je od smeri neodvisne turbulentne motnje (tako veliki turbulentni vrtinci), kot to dopušča prostor med to višino in tlemi. Turbulenca je namreč povsem neurejeno gibanje, zato v njem nobena smer ni posebej odlikovana, motnje so

torej v vse smeri enako pogostne in enako velike. Predpostavimo, da je velikost vrtincev, ki prenašajo gibalno količino, približno sorazmerna z oddaljenostjo od tal in da vsak vrtinec prenese gibalno količino od svojega vrha k svojemu dnu. Zato je *Prandtl* uvedel pojem *povprečne poti mešanja* l , ki je tudi sorazmerna z oddaljenostjo od tal:

$$l = kz,$$

sorazmernostni koeficient k se imenuje *von Kármánova konstanta*. Njena empirična vrednost je približno 0,4.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Tako smo dobili oceno za potek vetra z višino. *

Enačba za približen opis spreminjanja hitrosti vetra z višino v *prizemni turbulentni plasti* ima obliko:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz}. \quad (5.36)$$

Parameter u_* je *torna hitrost*. V ozračju so vrednostmi torne hitrosti med 0,1 in 1 m/s (in so zelo približno sorazmerne izmerjenim hitrostim vetra). Takšno

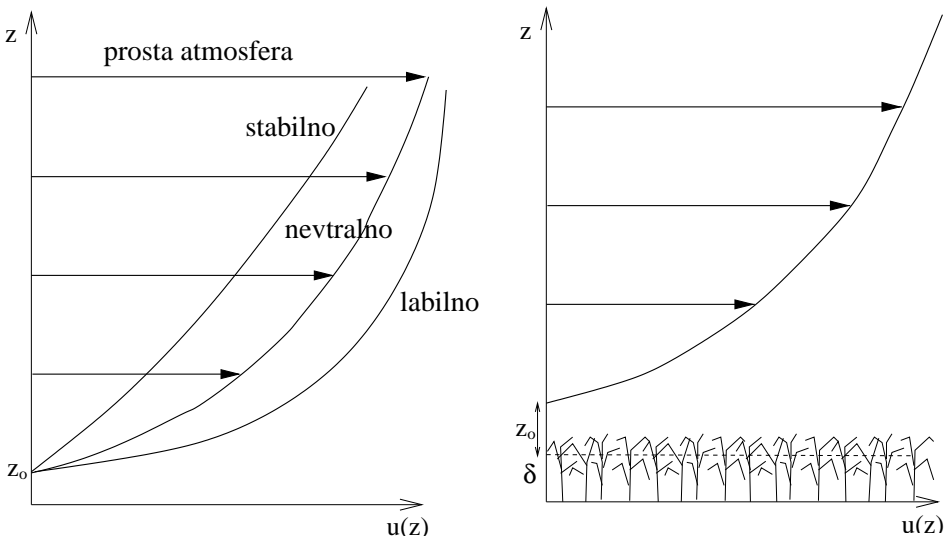
enačbo lahko integriramo od višine, kjer je povprečna hitrost vetra enaka nič (označimo jo z z_0 in jo imenujemo *parameter hrapavosti*) pa do višine z ter dobimo *logaritemski profil vetra*:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}. \quad (5.37)$$

Ob predpostavkah prejšnjih odstavkov se torej hitrost vetra v prizemni plasti spreminja logaritemsko. Parameter hrapavosti je odvisen od vrste podlage, za pesek je okoli 1 mm, za nizko travo med 6 in 40 mm, za visoko travo med 40 in 100 mm. Če je vegetacija višja, je potrebno k z_0 dodati še konstanto, ki nam pove, kje znotraj rastlinske odeje zrak miruje. Tedaj dobi enačba za spreminjanje hitrosti vetra z višino obliko

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z - \delta}{z_0}, \quad (5.38)$$

kjer je δ okrog 0,7 višine rastlin (slika 5.8).



SLIKA 5.8: Logaritemsko naraščanje povprečne hitrosti vetra z višino (levo; za stabilno, nevtralno in labilno atmosfero). Desna slika kaže, da je nad strnjeno rastlinsko odejo nivo, kjer je povprečna hitrost nič, za δ dvignjen.

Izpeljani profil vetra velja le za ravna in homogena tla in če je atmosfera nevtralna glede hidrostatične stabilnosti. Ko je atmosfera stabilna, se hitrost z višino spreminja drugače, kot če je atmosfera labilna. Ta odvisnost od stabilnosti je določena s posebnimi empiričnimi funkcijami.

Planetarna mejna plast in Ekmanova spirala

Plast zraka do višine, kjer vpliv tal ni več zaznaven, nad katero torej pihajo bolj ali manj geostrofski vetrovi, imenujemo *planetarna mejna plast*. Če tudi v planetarni mejni plasti izrazimo člene trenja s striženjem vetra in s turbulentno difuzivnostjo, potem pri določanju turbulentne difuzivnosti nad prizemno plastjo zraka ni treba upoštevati več lastnosti tal (npr. parametra hrapavosti z_0), pač pa moramo predvsem upoštevati temperaturno stabilnost posameznih plasti in velikost striženja. Tudi v tem primeru lahko z upoštevanjem nekaterih empiričnih predpostavk določimo turbulentno difuzivnost in preko nje velikost členov trenja in vertikalne izmenjave.

Če je turbulentna difuzivnost v planetarni mejni plasti z višino konstantna, če je stanje v atmosferi stacionarno (ni adveksijskih in lokalnih sprememb hitrosti) in je horizontalno polje hitrosti brezdivergentno, potem lahko horizontalni gibalni enačbi poenostavimo v:

$$-fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - K_m \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0, \quad (5.39)$$

$$fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - K_m \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0. \quad (5.40)$$

Vertikalno ju integriramo od tal ($z = 0$), kjer je hitrost enaka 0, do višine z . Če je ta zgornja meja integracije tako visoko, da tam piha geostrofski veter s hitrostjo V_g in če v to smer orientiramo os x kartezičnega koordinatnega sistema, dobimo izraza za horizontalni komponenti hitrosti v odvisnosti od višine, čemur pravimo *vertikalni profil hitrosti v spiralni mejni plasti*:

$$u(z) = V_g \left[1 - e^{-\frac{z}{H_E}} \cos \frac{z}{H_E} \right], \quad (5.41)$$

$$v(z) = V_g \left[e^{-\frac{z}{H_E}} \sin \frac{z}{H_E} \right], \quad (5.42)$$

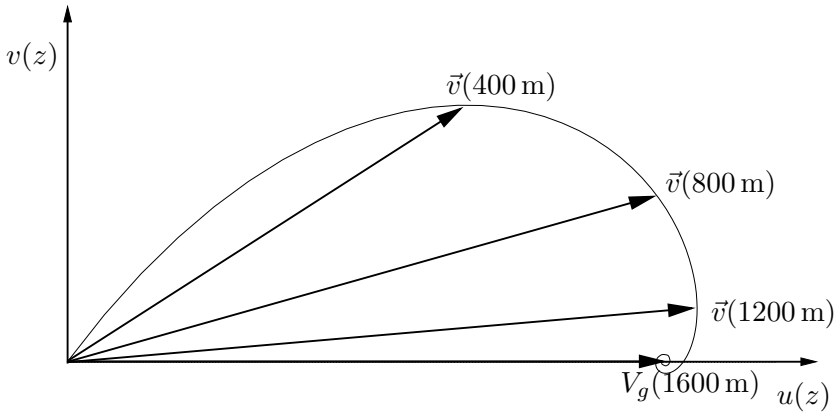
kjer sta

$$V_g = |\vec{v}_g|$$

in

$$H_E = \sqrt{\frac{2K_m}{f}}.$$

Če narišemo vektorje $\vec{v}(z) = (u(z), v(z))$ hitrosti pri različnih višinah, potem vrhovi teh vektorjev hitrosti opišejo z višino krivuljo, ki jo imenujemo *Ekmanova spirala*.



SLIKA 5.9: Ekmanova spirala, to je krivulja, ki povezuje vrhove vektorjev hitrosti vetra na različnih višinah v planetarni mejni plasti, konvergira v vrh vektorja geostrofske hitrosti. (Na tej sliki so narisani vektorji hitrosti vetra 400, 800 in 1200 m nad tlemi – pri tleh je hitrost enaka 0, na višini 1600 m pa privzeta geostrofski veter. Obliko spirale določa še vrednost $\sqrt{\frac{2K_m}{f}}$; tu je izbrana vrednost 510 m.) Koordinatni sistem je izbran tako, da geostrofska hitrost V_g kaže smer u .

Podobno rešitev dobimo tudi, če hitrost na spodnji meji integracije ni nič.

Spreminjanje vetra z višino po Ekmanovi spirali lahko opazimo v atmosferi, če so v njej ob vetru oblaki na različnih višinah. Plasti oblakov se različno hitro gibljejo v različne smeri: višje plasti se gibljejo nekoliko v desno glede na smer gibanja nižjih plasti.

Veter v planetarni mejni plasti z višino narašča in se obrača v desno.

Na enak način se premikajo tudi plasti vode v oceanih, če čeznje piha enakomeren veter.

Omenili smo že, da se s turbulenco prenaša navzdol gibalna količina in da se navzgor prenašajo od tal v višje plasti atmosfere tudi toplota, vodna para in druge primesi zraka. Tokove teh količin lahko izrazimo (po analogiji s toplotno prevodnostjo – glej npr. Strnadovo *Fiziko – Prvi del, 1977*) v odvisnosti od gradienta ustrezne količine, le da namesto koeficientov za prevodnosti vstavimo ustrezne koeficiente za turbulentne prenose (ki se izražajo s koeficienti turbulentne difuzivnosti).

Tok (zaznavne) toplote lahko približno izrazimo z gradientom potencialne temperature Θ (definirana je v poglavju 6.5.1, ki opisuje nenasičene adiabatne procese):

$$j_H = -\rho c_p K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (5.43)$$

kjer ima $\rho c_p K_h$ podobno vlogo (in enake enote W/ms), kot jo ima koeficient toplotne prevodnosti pri prevajanju toplote v mirujoči snovi.

Podobno izrazimo tok vodne pare kot $j_q = -\rho K_q \frac{\partial q}{\partial z}$. Ker je za nastanek pare iz vode potrebna izparilna toplota, se s tokom pare prenaša tudi t. i. *latentna toplota*. Zato tok latentne toplote (to je izparilne ali sublimacijske toplote oz. entalpije – glej tudi pogl. 6.4.1) izrazimo z

$$j_E = -\rho h_i K_q \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (5.44)$$

5.3 Nestacionarne razmere

Če se v toku pojavijo kakršnakoli neravnovesja med silami, ki ta tok uravnavajo, se spremeni smer gibanja, velikost hitrosti ali oboje. Posebej obravnavajmo horizontalno gibanje (veter) in posebej vertikalno (dviganje oz. spuščanje zraka), kot v poglavju 4.2.4. Omejimo se na gibanje dovolj visoko od tal, da je vpliv zunanjega trenja na povprečno hitrost zanemarljivo majhen (to, da trenje blizu tal spremeni hitrost in smer vetra smo si ogledali v prejšnjih razdelkih).

Kaj pa lahko povzroči spremembe *horizontalne* hitrosti? Kot smo videli že v prejšnjih poglavjih, je vzrok za to lahko le gradientna sila. Spremembe tlaka lahko torej povzročijo neravnovesje. Veter, ki je bil prilagojen prejšnjemu polju tlaka, se znajde v spremenjenem polju. Za primer ravnih izobar (geostrofsko ravnovesje) bi veljalo za zaporedna časa t_1 in t_2 :

$$V_g(t_1) = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}(t_1) \quad \text{in} \quad V_g(t_2) = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial n}(t_2).$$

Oceno za spremembo velikosti hitrosti lahko izračunamo iz končnih razlik:

$$\frac{dV_g}{dt} \approx \frac{V_g(t_2) - V_g(t_1)}{t_2 - t_1} \approx -\frac{1}{f\rho} \frac{\Delta(\partial p/\partial n)}{\Delta t}. \quad (5.45)$$

Če se torej v času Δt spremeni polje tlaka (v navedenem primeru komponenta gradienta pravokotno na smer hitrosti), se po nekem času novim vrednostim prilagodi tudi hitrost. Podobno velja na splošno: sprememba polja tlaka v času (ki lahko pomeni spremembo gradienta po velikosti in po smeri) povzroči spremembo hitrosti tako po velikosti kot po smeri. Ker se polje tlaka neprestano preoblikuje, se tudi veter znova in znava prilagaja spremenjenim razmeram. Prilagoditev ni sprotna, ampak hitrost, vedno malo zaostaja za spremenjenimi pogoji.

Nezmožnost takojšnjega, trenutnega prilagajanja hitrosti novim razmeram je tudi ob polju zračnega tlaka, ki se v času ne spreminja, lahko vzrok za pospeške ali pojemke. Recimo, da zrak piha iz kraja, kjer je gradient tlaka močen (torej je hitrost sorazmerno velika), proti kraju, kjer je gradient šibek. Torej zrak pripiha s sorazmerno veliko hitrostjo tja, kjer je ravnovesna hitrost manjša. Pojemek traja nekaj časa; v tem času se hitrost prilagaja razmeram v novem okolju. Ali pa npr. piha veter iz območja z ravnimi izobarami v območje, kjer so te izobare ukrivljene. Nekaj časa traja, da se hitrost po smeri prilagodi novemu ravnovesju; ta čas deluje pospešek v novo smer hitrosti.

Spomnimo pa se, da smo že v poglavju 5.2.1, ko smo govorili o *geostrofskem prilagajanju*, poudarili, da je prilagajanje vzajemno: z vetrovi se premikajo zračne mase in s tem se preoblikuje tudi polje zračnega tlaka.

5.4 Vertikalna gibanja

Če vzgon (vertikalni del gradientne sile) ni izenačen s težo, povzroči vertikalne pospeške. Ustrezna vertikalna gibanja imajo pomembne dinamične in termodinamične posledice (v poglavjih 6.5.1 in 6.5.2 bomo povedali, da se zrak ob adiabatnem dviganju ali spuščanju ohlaja ali segreva; če se pri dvigu ohladi pod rosišče, pride do kondenzacije, nastanejo oblaki – poglavje 6.6). Pono- vimo: vzgon je vertikalna sila zaradi razporeditve tlaka (v okolju tistega dela zraka, ki ga opazujemo). Kadar ni uravnotežen, preostali *čisti vzgon* povzroči pospeševanje zraka:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)_{ok} - g. \quad (5.46)$$

Tu smo zapisali gradientno silo (vzgon) na enoto mase kot $-(1/\rho)(\partial p/\partial z)_{ok}$ – indeks *ok* pomeni okolico. Specifična sila teže pa je $-g$. Čisti vzgon je v skalarnem zapisu njuna razlika. Za okolico predpostavimo, da je v hidrostatičnem ravnotežju: $(\partial p/\partial z)_{ok} = -\rho_{ok} g$, zato velja tudi:

$$\frac{dw}{dt} = +\frac{\rho_{ok} g}{\rho} - g = g \frac{\rho_{ok} - \rho}{\rho}. \quad (5.47)$$

Relativno razliko med gostoto dela zraka, katerega pospeševanje opazujemo, in gostoto okolice $(\rho_{ok} - \rho)/\rho$ lahko ob upoštevanju plinske enačbe izrazimo tudi s temperaturo, pri tem pa predpostavimo, da je na isti višini tlak v opazovanem delu zraka in v okolici enak $\delta p = 0$ (če to ne bilo res, bi zaradi horizontalnega gradienta tlaka pihal veter): $\delta \rho/\rho = \delta p/p - \delta T/T = -\delta T/T$. Zato velja za razliko med specifično silo vzgona in specifično silo teže (torej za *čisti vzgon*):

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T - T_{ok}}{T_{ok}}. \quad (5.48)$$

Ker se razlika med temperaturo dela zraka in med okolico z višino lahko spreminja, se lahko spreminja tudi čisti vzgon. Predpostavka, da je odvisnost relativne razlike linearna $\frac{T-T_{ok}}{T_{ok}} = a z$, je upravičena, saj so v ozračju pogosto plasti s precej linearnim padcem temperature z višino:

$$g \frac{T - T_{ok}}{T_{ok}} = g a z = \omega^2 z;$$

tu smo z ω^2 nadomestili produkt $g a = \omega^2$. Ko upoštevamo, da je $dw/dt = d^2z/dt^2$, dobimo:

$$\frac{dw}{dt} = \frac{d^2z}{dt^2} = \omega^2 z. \quad (5.49)$$

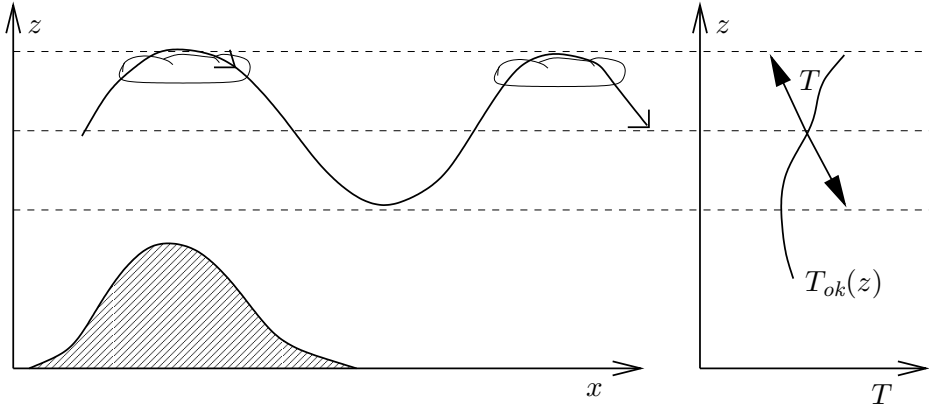
Če je ω^2 pozitiven, sledi vsakemu morebitnemu odmiku z pospešek v smeri tega odmika, torej pospeševanje proč od prejšnje lege: ozračje je labilno. Za negativen ω^2 odmiku z sledi pospešek nazaj proti prvotni legi: takrat je ozračje stabilno. O tem, ali je ozračje stabilno ali labilno, odloča potek temperature z višino $T_{ok}(z)$ – to je razloženo v poglavjih 6.5.3 in 6.5.4. Tu povejmo le, da je ω^2 negativen (ozračje stabilno) takrat, ko temperatura v ozračju pada manj kot za $g/c_p \approx (10 \text{ m/s}^2)/(1000 \text{ J/(kg K)}) = 10 \text{ K/km}$ ali če morda z višino celo narašča. Ozračje je labilno (ω^2 pozitiven), če temperatura v ozračju pada bolj kot za 10 K/km .

5.4.1 Prosta konvekcija

Zamislimo si primer, ko se zrak zaradi kakega vzroka vertikalno premakne iz svoje ravnovesne višine. Npr. ko piha veter preko gorske pregrade, ki prisili zrak, da se dvigne ob pobočju. Ko se to zgodi v labilnem ozračju, se zrak dviga še naprej od vrha pobočja navzgor skozi ozračje; lahko celo do vrha troposfere. Enačba $d^2z/dt^2 = \omega^2 z$ ima ob pogoju $\omega^2 > 0$ rešitev oblike $z = z_0 + Ae^{\omega t}$, kar pomeni neprestano oddaljevanje od prvotne, ravnovesne višine z_0 . Kadar so razmere v ozračju torej take, da se zrak pospešuje (ob nestabilnem ozračju), pride lahko do *proste konvekcije*. Povzroči jo ne le dviganje ob pobočjih, temveč lahko tudi katerikoli drug vzrok, ki zrak premakne iz ravnovesne višine. Ob primerni nestabilnosti ozračja se prosta konvekcija pogosto proži zaradi lokalne pregetosti zraka pri tleh. Vidni znaki tega so kumulusni oblaki ob sicer lepem vremenu, ki se pojavijo sredi dopoldneva ali okrog poldne (glej sliko 6.14). Kako visoko seže dviganje in ali ob tem nastajajo oblaki, bomo obravnavali v poglavjih 6.5.3 do 6.6.

5.4.2 Zavetrni valovi

V stabilnem ozračju, kjer so pospeški usmerjeni v nasprotno smer kot odmiki, se po dvigu vetra po hribu navzgor v zavetrju hriba zrak pospešuje spet nazaj navzdol. Ko se vrne v ravnovesno lego (na prvotni nivo) ima zrak največjo hitrost, zato se spušča še naprej navzdol. Pojav je podoben nihanju v vertikalni smeri (enačba 5.49 je za negativen ω^2 enačba nihanja). Za hribom nastanejo t. i. *zavetrni valovi*. Opišimo jih!



SLIKA 5.10: Zavetrni valovi nastajajo v stabilnem ozračju, ko veter piha preko gorskih pregrad. Če pri dviganju zraka pride do kondenzacije, se v vrhovih valov pojavljajo lečasti altokumulusni oblaki.

Izhajamo iz že zapisane enačbe $d^2z/dt^2 = \omega^2z$ ob pogoju, da je $\omega^2 < 0$. Tedaj enačbi ustreza rešitev

$$z = A \sin \omega t,$$

ki je enačba nihanja. Tu z štejeemo od ravnovesne lege, A je amplituda (vertikalnega) nihanja, $\omega = \sqrt{-\omega^2}$ pa krožna frekvenca tega nihanja. Če upoštevamo še, da se zrak giblje tudi horizontalno, npr. s konstantno hitrostjo u , se nihanje razpotegne v transverzalno valovanje. V času enega nihaja $\tau = 2\pi/\omega$ se zrak horizontalno premakne za $u\tau$. Ker ob tem naredi en nihaj po vertikali, je razdalja $u\tau$ ravno enaka valovni dolžini zavetrnega valovanja: $\lambda = u\tau = 2\pi u/\omega = 2\pi u/\sqrt{-\omega^2}$. Valovna dolžina zavetrnih valov je torej odvisna od stabilnosti ozračja, ki jo preko količine ω^2 opredeljuje potek temperature $T_{ok}(z)$ v ozračju z višino:

$$\lambda = \frac{2\pi u}{|\omega|} = \frac{2\pi u}{\left| \sqrt{\frac{g}{T_{ok}} \left[\frac{g}{c_p} + \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} \right]} \right|}. \quad (5.50)$$

Včasih imajo zavetrni valovi tudi svoj vidni odraz: pri dviganju v grebenih transversalnih valov se vlaga lahko kondenzira. Tako nastanejo pasovi oblakov, ki so vzporedni gorskemu grebenu. Oblaki so značilne lečaste oblike: *altocumulus lenticularis*. Iz horizontalne razdalje med grebenom in prvim pasom oblakov v zavetrju ter iz razdalj med naslednjimi pasovi oblakov lahko razberemo valovno dolžino zavetrnega valovanja.

6

Termodinamika atmosfere

6.1 Temperaturno polje v ozračju

Polje temperature v ozračju je izrazito tridimenzionalno. Atmosfera, ki kot tanka plast obdaja zemeljsko površje, je sicer v horizontalni smeri bistveno bolj razsežna kot v vertikalni, vendar so razlike v poteku temperature v vertikalni smeri izrazitejše od sprememb temperature v horizontali. Na drugi strani je v primerjavi s poljem pritiska temperaturno polje v horizontalni smeri bistveno bolj razgibano. Razlogov za razgibanost polja temperature v atmosferi je več: ozračje se segreva od različno ogretyh tal, v ozračju prihaja do kompresijskega segrevanja in ohlajanja, v ozračju se dogajajo fazne spremembe vode, pri katerih se sprošča ali porablja latentna toplota.

Prostorske spremembe temperature popišemo s komponentami gradienta temperature

$$\text{grad } T = \nabla T = \left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (6.1)$$

Prvi dve komponenti skupaj imenujemo horizontalni, tretjo pa vertikalni temperaturni gradient.

V meteorologiji je navada, da polje temperature na neki ploskvi prikazujemo z izotermami. Gradient temperature kaže pravokotno na izoterme (v smeri od nizkih temperatur k visokim). Velikost gradienta je odvisna od gostote izoterm: bolj kot so izoterme goste, večji je temperaturni gradient. Z izotermami prikazujemo vertikalne in horizontalne preseke temperaturnega polja.

Časovne spremembe temperature lahko v ozračju popišemo na dva načina. Če si zamislimo del zraka in v njega postavimo termometer, in se del zraka in termometer skupaj premikata po ozračju, potem termometer beleži njegovo

individualno spremembo temperature (individualni odvod dT/dt). Lahko si zamislimo tudi bolj navadno meritev, takšno namreč, da v neko točko prostora postavimo termometer. Mimo njega piha veter, hkrati pa seveda v ozračju prihaja tudi do energijskih sprememb. Mirujoči termometer izmeri lokalno spremembo temperature ($\partial T/\partial t$), lokalni odvod temperature). **Kot smo omenili že v podpoglavju 1.2.1, sta lokalni in individualni odvod povezana med seboj z enačbo:**

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla T, \quad (6.2)$$

oziroma po komponentah:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (6.3)$$

Lokalna sprememba temperature (torej v neki stalni točki prostora) je odvisna od individualnih sprememb temperature ter od tega, kakšno je polje temperature in s kakšno hitrostjo ga nosi veter s seboj. Člene skalarnega produkta $\vec{v} \cdot \nabla T$ razdelimo na horizontalni in vertikalni del. Horizontalni del sestavljata dva člena, ki ju imenujemo *advekcija temperature*, vertikalni člen pa imenujemo tudi *konvekcija (vertikalna advekcija)*. Pri bolj splošnem, a manj natančnem izrazju, advekcije in konvekcije ponavadi ne ločijo in imenujejo spremembe temperature zaradi obeh vzrokov kar konvekcija.

Konvekcijski člen povzroča spremembe temperature v smeri, v kateri deluje tudi gravitacijska sila. Ker je ta sila zelo velika v primerjavi z drugimi silami, ki delujejo v atmosferi, bomo dogajanja, povezana z vertikalno advekcijo, torej s konvekcijo, obravnavali posebej.

6.1.1 Horizontalno polje temperature

Horizontalno polje temperature najpogosteje grafično predstavimo z izotermami. Pri računanju in teoretičnih obravnavah večinoma predpostavimo, da je temperaturno polje preprosto: zvezno, zvezno odvedljivo, brez izrazitih diskontinuitet. Pri upodobitvi z izotermami to pomeni, da so izoterme le malo ukrivljene in da se razmiki med njimi spreminjajo le postopoma.

Opažene porazdelitve temperature, ki jih v praksi dobimo na podlagi sočasnih meritev temperature v mreži meteoroloških postaj, so močno razgibana in le delno ustrezajo predpostavki o preprostosti iz prejšnjega odstavka. Pogoste so namreč zaključene izoterme, vplivi lokalnih razmer so izraziti. Poseben problem pri določanju dejanskega polja temperature v naravni atmosferi je

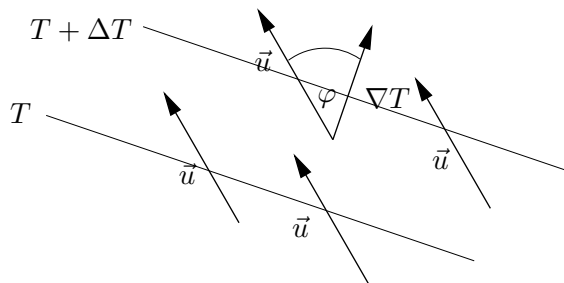
dejstvo, da je operativna opazovalna mreža redka, merilne točke so med seboj razmahnjene po nekaj deset kilometrov. Izmerjeni podatki o temperaturi nam povedo le to, kakšna je temperatura na merski postaji in veljajo tudi v njeni bližnji okolici, o tem kakšna je temperatura v vmesnem prostoru med postajami, pa ne vemo veliko. Ker si vseeno želimo ustvariti sliko o temperaturnih razmerah nad večjim prostorom, si pomagamo s približnimi postopki interpolacije. Pri tem predpostavimo, da se v vmesnih prostorih med merskimi postajami ne dogaja nič pretresljivega, da se vrednosti temperature zvezno in zvezno odvedljivo spreminjajo od ene do druge izmerjene vrednosti.

6.1.2 Adveksijske spremembe temperature

Spreminjanje temperature zaradi horizontalne advekcije temperature je povezano s skalarnim produktom horizontalne hitrosti $\vec{v}_h = (u, v)$ in horizontalnih komponent gradienta temperature $\nabla_h T = (\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y})$. Zaradi skalarnega produkta med tema dvema vektorjema, je advekcija temperature bistveno odvisna od kota φ med vektorjema

$$\vec{v}_h \cdot \nabla_h T = |\vec{v}_h| |\nabla_h T| \cos \varphi. \quad (6.4)$$

Advekcija temperature je torej različna od nič le tedaj, ko vektorja hitrosti in gradienta nista pravokotna. Če veter piha vzdolž izoterm, potem ni advekcije temperature, največja pa je tedaj, če veter piha povsem pravokotno na izoterme; horizontalni gradient temperature in hitrost sta tedaj vzporedna. Advekcije temperature seveda ni, če ne piha veter ali če ni horizontalnega temperaturnega gradienta.



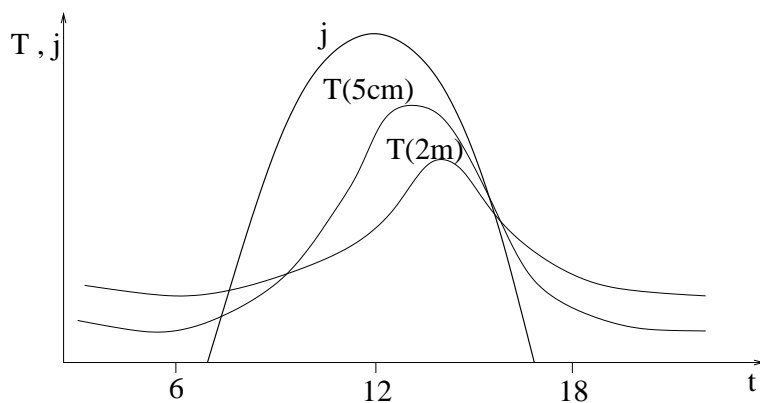
SLIKA 6.1: Advekcija temperature: veter piha prek temperaturnega polja.

Adveksijska sprememba temperature se pojavlja ob večini vremenskih dogajanj oziroma sprememb vremena. Dostikrat je seveda advekcija temperature združena z individualno spremembo dT/dt . V takem primeru je iz meritve na

eni sami postaji nemogoče ugotoviti kakšne so adveksijske in kakšne individualne spremembe. Le tedaj, ko je $dT/dt \approx 0$ (npr. ob oblačnem vremenu brez padavin), lahko iz meritev temperature in vetra izračunamo, kakšna je komponenta gradienta temperature vzdolž vetra ($\frac{\partial T}{\partial t}$ v naravnem koordinatnem sistemu).

6.1.3 Individualne in lokalne spremembe temperature

Lokalne spremembe temperature v tem oddelku obravnavamo samo v primeru, ko ni adveksijskih in konvektivnih sprememb. Najbolj pogosto se takšno stanje pojavi v naravi pri tleh ob brezvetrju. Tedaj so lokalne spremembe temperature le posledica segrevanja in ohlajanja zraka (predvsem pri tleh) in so torej enake individualnim spremembam temperature. Lokalne spremembe temperature na merilni postaji opisuje termogram, na katerem so s krivuljo zarisani poteki temperature v izbranem časovnem intervalu: v enem dnevu, tednu, mesecu ali letu.

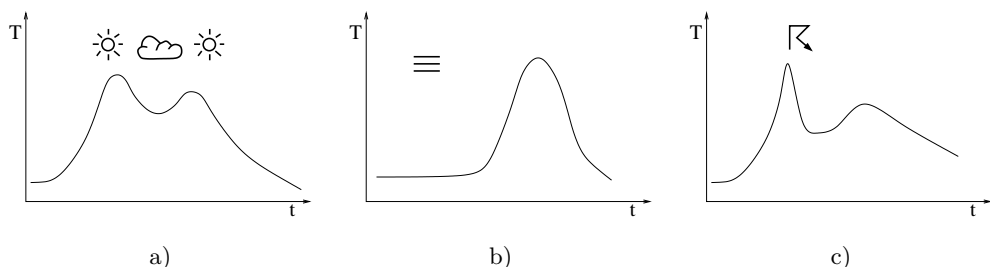


SLIKA 6.2: Dnevni potek temperature zraka na višini 5 cm – $T(5\text{ cm})$ in na 2 m – $T(2\text{ m})$ in potek gostote energijskega toka sončnega obsevanja – j ob jasnem vremenu.

Oblike dnevnih potekov temperature so odvisne od poteka vremena in so najenostavnejše, če je vreme ves dan stalno, npr. jasno ali oblačno. Tudi če je vreme ves čas enako, se dnevni poteki temperature razlikujejo med posameznimi postajami. Razlike so posledica različnih nadmorskih višin, različnega nagiba okolišnega terena, različnih lastnosti tal in različne rabe prostora. Dnevni potek temperature je močno odvisen tudi od višine merjenja temperature nad tlemi. Temperatura površja tal ima daleč največjo amplitudo in najmanjši fazni premik glede na potek gostote energijskega toka sevanja s Sonca. Na dveh metrih, kjer merimo temperaturo zraka v meteorološki hi-

šici, je maksimalna temperatura zraka dosežena kako uro, dve po sončnem poldnevu (glej sliko 6.2).

Dnevni potek temperature je tudi ob brezvetrju močno odvisen od razvoja vremena. Spremembe oblačnosti, lokacija oblakov na nebu, nastanek ali razkroj megle in s tem povezane spremembe v gostoti energijskega toka vpadlega sončnega obsevanja hitro in bistveno vplivajo na temperaturo zraka, še bolj pa nanjo vplivajo padavine. Ob stalnem oblačnem vremenu so dnevne spremembe temperature majhne. Primeri potekov temperature ob različnih razvojih vremena so prikazani na sliki 6.3.



SLIKA 6.3: Dnevni potek temperature zraka ob različnih potekih vremena: (a) dopolne precej jasno, opoldanske pooblačitve, zvečer spet jasno; (b) zjutraj megla, ki se čez dan razkroji; (c) spremenljivo oblačno z nevihto opoldne.

Posamezni kraji na Zemlji se med seboj močno razlikujejo po letnem poteku temperature. Več o tem v poglavju o klimi.

6.2 Viri in prenašanje toplote v atmosferi

6.2.1 Viri toplote v atmosferi

Viri toplote v atmosferi povzročajo individualne spremembe temperature. Prvi zakon termodinamike pove, da se neki masi dovedena toplota porablja za spremembo notranje energije in za opravljeno delo ob razpenjanju (glej 4.2.4 na strani 81).

Če energijsko enačbo individualno odvajamo po času, dobimo (4.38) in (4.39):

$$\frac{dQ}{dt} = mc_p \frac{dT}{dt} - V \frac{dp}{dt}. \quad (6.5)$$

Če pri energijski spremembi ni večjih sprememb pritiska, kar v ozračju ponavadi dokaj dobro velja pri počasnih (neeksplozivnih) procesih na stalni

višini, potem je individualna sprememba temperature

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{mc_p} \frac{dQ}{dt} = \frac{P}{mc_p}, \quad (6.6)$$

odvisna od dovedene ali odvedene toplote v enoti časa, to je toplotne moči P , ki jo prejme ali odda masa zraka m . Moč P je posledica divergence energijskega toka.

Ko poznamo energijske tokove oziroma njihove gostote in vemo, v kakšni meri zrak absorbira posamezne vrste energijskih tokov, potem lahko določimo individualne spremembe temperature zraka.

Vzroki individualnih sprememb temperature za dele zraka v atmosferi so:

- **sončno sevanje (v infrardečem (IR), vidnem in ultravijoličnem (UV) delu spektra),**
- **dolgovalovno infrardeče (IR) sevanje zemeljske površine, predmetov in delov ozračja,**
- **kondukcija iz zemeljske površine (tal),**
- **fazne spremembe vode (izhlapevanje-vtekočinjanje; taljenje-zmrzovanje; sublimacija-depozicija),**
- **posebej poudarimo individualne spremembe temperature, ki so posledica razpenjanja in stiskanja delov zraka,**
- **pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto,**
- **dovodi zaznavne toplote (segrevanje-ohlajanje) s turbulenco in/ali drobno konvekcijo.**

Če obravnavamo atmosfero in z njo ovito Zemljo kot celoto, je zanju glavni vir toplote sončno sevanje. Energija sončnega sevanja lahko v precejšni meri neovirano preide skozi atmosfero, na površju Zemlje se energija sončnega sevanja delno absorbira, delno pa odbije. Zaradi absorpcije energije se tla segrejejo, od toplih tal pa se segreva atmosfera. V obravnavanem sistemu, ki ga tvorita atmosfera in tla je dolgovalovno (IR) sevanje ozračja in tal glavni ponor toplote. Tla in ozračje toploto sevata v vesolje v obliki dolgovalovnega (IR) sevanja. Ostali načini prenašanja toplote energijo le prerezporejajo med posameznimi deli atmosfere in zemeljskega površja.

6.2.2 Sevanje v atmosferi

S sevanjem se v atmosferi prenašajo velike količine energije. Po izvoru ločimo sevalne energijske tokove na tiste, ki izvirajo s Sonca (sončno sevanje), in tiste, ki izvirajo iz atmosfere, oblakov in tal (terestrično sevanje). Bistvena razlika med obema vrstama sevanja je v tem, da je temperatura sevalca zelo različna: Sonce seva pri 6000 K, tla in deli atmosfere pa pri temperaturah nekako med 210 in 310 K.

Telesa (atmosfera, oblaki, površje Zemlje) sevalno energijo deloma odbijajo, deloma prepuščajo, deloma pa jo tudi sprejemajo – vpijajo (absorbirajo). Telesa tudi sevajo in energijo oddajajo (emitirajo). Črna telesa so tista, ki vso energijo vpadlega sevanja absorbirajo in so hkrati tudi najboljši sevalci.

Sposobnost absorpcije opišemo s koeficientom *absorptivnosti*, sposobnost oddajanja pa s koeficientom *emisivnosti*. Razmerje med vpadlo in prepuščeno energijo imenujemo koeficient *transmisivnosti*. Razmerje med vpadlo in odbito energijo imenujemo koeficient *refleksivnosti* (odboja), ki ga včasih imenujemo tudi *albedo*.

Za črna telesa velja, da je gostota energijskega toka porazdeljena v spektru valovnih dolžin po Planckovem zakonu:

$$\frac{\partial j}{\partial \lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \exp(hc/k\lambda T) - 1}, \quad (6.7)$$

kjer je λ valovna dolžina, $h = 6,62 \cdot 10^{-34}$ Js Planckova konstanta, $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ J/K Boltzmannova konstanta, c hitrost svetlobe in $\frac{\partial j}{\partial \lambda}$ odvod gostote izsevanega energijskega toka po valovni dolžini (monokromatska gostota izsevanega toka).

Spekter elektromagnetnega sevanja črnega telesa ima maksimum pri valovni dolžini (Wienov zakon)

$$\lambda_{max} = \frac{2897}{T} \text{ K } \mu\text{m}. \quad (6.8)$$

Valovna dolžina maksimalne gostote energije sevanja se zmanjšuje z naraščajočo temperaturo. Hladna telesa sevajo torej pri dolgih valovnih dolžinah, vroča pa pri kratkih. Sončno sevanje ima maksimum v področju vidne svetlobe (valovna dolžina med 0,4 in 0,75 μm). Terestrično sevanje ima maksimum v infrardečem delu spektra (valovne dolžine med 0,75 in 24 μm).

Celotno energijo, ki jo seva neko telo, dobimo, če energijski spekter integriramo po vseh valovnih dolžinah. Za gostoto energijskega toka črnega telesa j tedaj velja Stefan-Boltzmannov zakon:

$$j = \sigma T^4, \quad (6.9)$$

kjer je σ Stefanova konstanta ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$). Gostota energijskega toka je odvisna od četrte potence temperature, tako da je temperaturna odvisnost zelo izrazita. Razlike v gostoti energijskega toka so nekaj velikostnih redov med Soncem in terestričnimi sevalci. Tudi med terestričnimi sevalci so razlike v gostoti izsevanega energijskega toka velike in znašajo od 50 W/m^2 pri temperaturah vrha troposfere do 500 W/m^2 pri temperaturi površine najbolj razbeljenih puščavskih pokrajin. Če telo ni črno ampak sivo (in je emisivnost ε za vse valovne dolžine enaka), potem velja, da telo izseva manj ($\varepsilon < 1$), torej:

$$j = \varepsilon \sigma T^4. \quad (6.10)$$

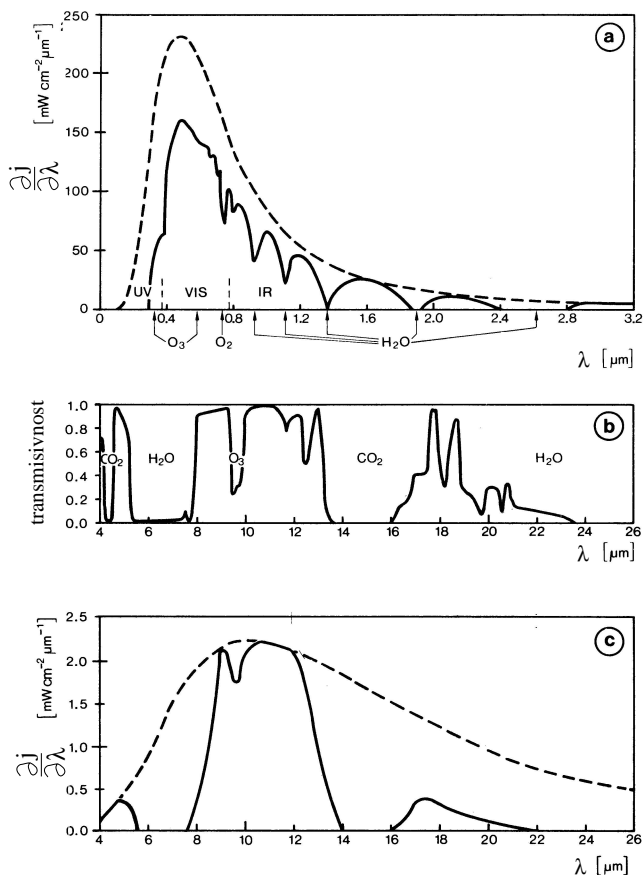
6.2.3 Sončno obsevanje

Sonce seva pri temperaturi približno 6000 K skoraj kot črno telo. Gostota energijskega toka Sonca se občasno spreminja (npr. ob pojavu sončnih bakel, sončnih peg ipd.), vendar so te razlike glede na celotno izsevano moč Sonca majhne ($0,1 \%$) in so večinoma pri zelo kratkih valovnih dolžinah. Gostota energijskega toka, ki pride do vrha atmosfere, je odvisna predvsem od astronomskih faktorjev (razdalja Zemlja – Sonce in njene časovne spremembe zaradi eliptičnosti ekliptike – v periheliju $147 \cdot 10^6 \text{ km}$, v apoheliju $152 \cdot 10^6 \text{ km}$, nagnjenost osi vrtenja Zemlje, aktivnost Sonca). Pri stalni moči sevalca in izotropnem sevanju v celoten prostor upada gostota energijskega toka s kvadratom razdalje od površine sevalca. Gostota energijskega toka na vrhu atmosfere pri povprečni oddaljenosti Zemlje od Sonca je $j_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ in jo imenujemo tudi solarna konstanta.

Količina in spektralna sestava sončnega sevanja na Zemlji pri tleh je bistveno odvisna od sestave atmosfere, dolžine poti, ki jo mora sevanje prepotovati skozi atmosfero, in seveda tudi od vremena.

Kot smo že omenili, je v sončnem sevanju, ki prispe do vrha atmosfere, največ energije v pasu vidnega sevanja, v območju med $0,4$ in $0,75 \mu\text{m}$ je okoli 46% vse energije, v infrardečem (IR) med $0,75$ in $24 \mu\text{m}$ približno enako, 7% pa v ultravijoličnem delu spektra (UV) (valovne dolžine med $0,2$ in $0,4 \mu\text{m}$). Zunaj omenjenih treh področij je v sončnem sevanju manj kot 1% vse energije. Pri prehodu skozi atmosfero se spekter sončnega sevanja spremeni, saj se v zgornjih plasteh atmosfere večinoma absorbira vse UV sevanje, pa tudi deli vidnega in IR sevanja. Najpomembnejši absorber UV sevanja je ozon (O_3), pomembni absorberji v IR delu spektra pa so triatomni plini ogljikov dioksid (CO_2), vodna para (H_2O) in ozon O_3 .

* Absorpcija gostote energijskega toka sevanja pri posamezni valovni dolžini je odvisna od gostote plina, ki absorbira sevanje, in od dolžine poti, ki jo mora svetloba opraviti



SLIKA 6.4: Spekter sončnega sevanja na vrhu atmosfere in pri tleh (a), transmisivnost atmosfere (b) in spekter sevanja Zemlje (c).

med zgornjim robom atmosfere in opazovalnim mestom na tleh. Zmanjševanje gostote energijskega toka sevanja popišemo z Beerovo enačbo, za katero velja, da je relativni pojemek gostote energijskega toka v plasti z debelino ds sorazmeren tej debelini:

$$\frac{dj(\lambda)}{j(\lambda)} = -\rho k_a(\lambda) ds, \quad (6.11)$$

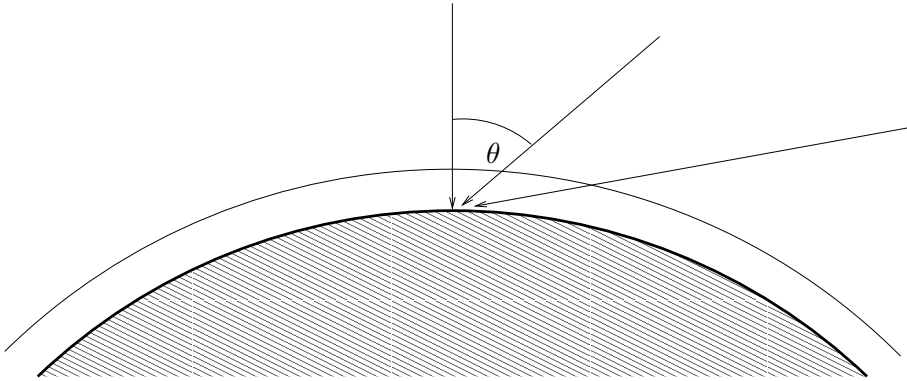
kjer je $k_a(\lambda)$ absorpcijski koeficient za posamezno valovno dolžino, $j(\lambda)$ pa gostota energijskega toka sevanja pri posamezni valovni dolžini.

Če integriramo Beerovo enačbo vzdolž celotne poti žarka med zgornjim robom atmosfere in tlemi, potem dobimo gostoto energijskega toka sevanja pri tleh:

$$j(\lambda, s) = j(\lambda, 0) \exp\left(-\int_0^s \rho k_a(\lambda) ds\right). \quad (6.12)$$

*

Pojemanje energije sončnega sevanja, ki pride do tal, je torej odvisno od dolžine poti skozi atmosfero in od gostote absorbirajočega plina v posamezni plasti. Za nekatere pline (npr. CO_2) vemo, da so po atmosferi večinoma enakomerno porazdeljeni, za vodno paro pa je značilno, da je je ponekod več drugod pa manj. Razporeditev koncentracije ozona pa naprimer ni enakomerna po atmosferi. Tako je izračun količine sevanja, ki pride do tal, večinoma zelo zapleten, saj je potrebno poznati tridimenzionalno razporeditev vodne pare, ozona in drugih absorberjev v atmosferi. Vsekakor lahko trdimo, da je ob majhnih zenitnih kotih sonca (tedaj in tam, ko je sonce visoko na nebu) absorpcija manjša kot pri velikih zenitnih kotih, ko je pot žarka skozi atmosfero nekajkrat daljša. Sončno sevanje pogosto obravnavamo kot celoto, tako da seštejemo prispevke energije po vseh valovnih dolžinah.



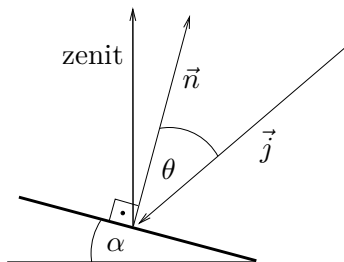
SLIKA 6.5: Poti žarka skozi ozračje pri različnih zenitnih kotih Sonca. V resnici so razlike med dolžinami poti vse daljše, saj je na sliki Zemlja glede na debelino ozračja narisana pretirano ukrivljeno.

Moč, ki jo dobi posamezna ploskev na površju Zemlje s sevanjem, je odvisna od gostote vpadlega energijskega toka, velikosti ploskve in kota med normalo na ploskev in smerjo energijskega toka. Šteje torej le projekcija ploskve, pravokotna na smer energijskega toka.

$$P = jS \cos \theta. \quad (6.13)$$

Energijo, ki jo prestreže posamezna ploskev v izbranem časovnem intervalu, dobimo s časovno integracijo moči:

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} P(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} j(t, \theta(t)) S \cos \theta(t) dt. \quad (6.14)$$



SLIKA 6.6: Koti med sončnim žarkom, zenitom in normalo na nagnjeno sprejemno ploskev.

Za horizontalne ploskve na tleh je kot θ le zenitni kot (spreminja se preko leta in preko dneva), za nagnjene ploskve pa je kot θ odvisen še od nagiba (kot α) in orientacije ploskve (azimut). Čez dan se spreminja tudi dolžina poti skozi ozračje, ki vpliva na absorpcijo sevanja, tako da se gostota energijskega toka, ki pride do tal, bistveno spreminja. Različno nagnjene ploskve z različnimi orientacijami lahko v časovnem intervalu dobijo bistveno različne količine sevanja; te razlike so seveda poleg razlik v absorptivnosti glavni vzrok za velike razlike (vegetacija, prst, snežna odeja itd.) v naravnem okolju razgibanega reliefa.

Razen direktnega sončnega obsevanja, ki smo ga opisali z zgornjimi enačbami, pa prejme posamezna ploskev na površju zemlje še del difuznega in odbitega sevanja. Difuzno sevanje je sipana svetloba na molekulah zraka (nebo je zaradi tega modro). K difuznemu sevanju štejemo tudi svetlobo, ki zaradi mnogokratnih lomov in odbojev pride skozi debelejšje oblačne plasti (oblaki so s spodnje strani videti beli ali enakomerno sivi). Odbito sevanje lahko delno prispeva h gostoti energijskega toka, če so Sonce, odbijalec in prestrezna ploskev ustrezno razpostavljeni (npr. Sonce južno od prestrezne ploskve, severno pa razsežen oblak ali visoka zasnežena gora). Difuzno in odbito sevanje sta v primerjavi z direktnim sončnim sevanjem manjša prispevka energije, vendar sta bistvena v oblačnem vremenu, ko ni direktnega sončnega sevanja. Zaradi difuznega in odbitega sončnega sevanja je svetlo tudi v senci, tam kjer ni direktnega sevanja Sonca. Gostota energijskega toka difuznega sevanja je le malo odvisna od smeri.

6.2.4 Sevanje tal in atmosfere

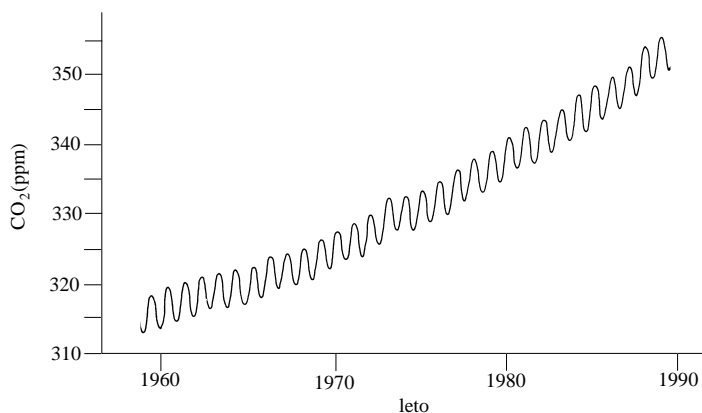
V infrardečem delu spektra so maksimumi izsevane gostote energijskega toka teles, ki imajo temperature, kakršne se pojavljajo v ozračju (to je med $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ in $50\text{ }^{\circ}\text{C}$). Različna telesa v atmosferi in na površini Zemlje imajo različne

monokromatske emisivnosti, absorptivnosti in reflektivnosti. Za večino neplinskih snovi na površju Zemlje: površje trdne Zemlje različnih vrst in rab, vodne površine, zasnežene in ledene površine; velja, da so v infrardečem delu spektra skoraj povsem črna telesa. Za dele ozračja pa so emisivnosti, transmisivnosti in absorptivnosti bistveno odvisne od količine vodne pare H_2O , ozona O_3 in ogljikovega dioksida CO_2 . Najbolj spremenljiva je količina vodne pare: zelo vlažni deli ozračja, še posebej oblaki, v katerih je vodna para nasičena so v infrardečem (IR) delu spektra skoraj črni, jasno in suho ozračje pa prepušča del IR sevanja.

Vodna para je v IR delu spektra najpomembnejši sevalec v ozračju. Kot smo že omenili, je ogljikov dioksid po atmosferi enakomerneje razporejen kot vodna para, saj pri CO_2 ne prihaja do faznih sprememb. Vpliv H_2O in CO_2 na sevalne razmere je pomemben. Oglejmo si vpliv sevanja vodne pare in ogljikovega dioksida najprej v jasni noči s suhim zrakom: tla tedaj sevajo v IR delu spektra in sevanje potuje skozi atmosfero. Del tega sevanja se absorbira v CO_2 , hkrati pa tudi sam CO_2 seva v IR. Polovica tega sevanja gre naprej v vesolje, polovica pa se ga vrne nazaj proti tlem. Tla prestrežejo IR sevanje CO_2 in se zaradi tega dotoka energije manj ohlajajo, kot bi se v primeru, če v atmosferi ne bi bilo CO_2 . Kako je v oblačnih nočeh? Če je v atmosferi tudi vodna para in voda (in te je v oblakih obilo), potem sevata v atmosferi ogljikov dioksid in vodna para. Količina sevanja, ki jo izseva atmosfera in jo prejmejo tla, je zato bistveno večja. V oblačni noči se zrak pri tleh zato dosti manj ohladi kot v jasni.

Podnevi skozi atmosfero prodira tudi sončno infrardeče (IR) sevanje. Triatomni plini (H_2O , O_3 in CO_2) ne vplivajo na prehod vidnega dela sončnega sevanja, pač pa absorbirajo dele IR sončnega sevanja. Ta absorpcija je razlog za direktno segrevanje posameznih plasti ozračja. Poleg že omenjenih ogljikovega dioksida, ozona in vode so v ozračju občasno v različnih koncentracijah prisotni tudi drugi, večinoma antropogeni tri- in štiriatomni plini, na primer metan CH_4 , dušikov dioksid NO_2 , amonijak NH_3 . Tudi ti plini prispevajo k sevalni bilanci.

Sevanje vodne pare, ogljikovega dioksida in drugih triatomnih plinov v atmosferi zmanjšuje ohlajanje površja tal. Zaradi tega je atmosfera pri tleh toplejša, kot pa bi bila, če teh plinov ne bi bilo. Zaradi součinka sončnega sevanja in sevanja triatomnih plinov v atmosferi opazimo učinek, ki je podoben tistemu v steklenjakih in toplih gredah. Vidna svetloba pride do tal in tla podnevi segreva, infrardeče (IR) sevanje tal pa se absorbira in emitira v atmosferi, IR sevanje se vrne iz atmosfere k tlem in tako je ohlajanje tal nekoliko manj izrazito. Količina reemitiranega IR sevanja je odvisna od koncentracije



SLIKA 6.7: Koncentracije ogljikovega dioksida (CO₂) v ozračju v zadnjih desetletjih, kot so jih namerili v observatoriju na Mauna Loa (Havaji) (podatki ameriškega Carbon Dioxide Information Analysis Center, <http://cdiac.ornl.gov/ftp/maunaloa-co2/maunaloa.co2>).

triatomnih plinov, večje so koncentracije, manjše je ohlajanje, temperatura tal in atmosfere se zato dvigne. **Učinku triatomnih plinov na ravnotežje infrardečega sevanja popularno rečemo »učinek tople grede«, plinom, ki povzročajo ta učinek pa »plini tople grede«.** Zaradi človeških aktivnosti se koncentracije CO₂, NH₃, CH₄ in še nekaterih drugih plinov povečujejo, od predindustrijskega časa do konca XX. stoletja se je povprečna koncentracija CO₂ v celotni zemeljski atmosferi povečala s 280 na 360 ppm (za 28 %). Zaradi tega se je že toliko povečala tudi povprečna temperatura Zemljine atmosfere, tako da so povečanje lahko potrdili z meritvami (glej poglavje 9.4.2 in 11.2.1).

Z modelskimi izračuni so ugotovili, da bi se pri podvojitvi koncentracije CO₂ s 300 na 600 ppm morala povprečna temperatura dvigniti za 2 do 4 K. Ti izračuni so seveda precej nenatančni, saj na energijsko bilanco Zemlje ne vplivajo le sevalne razmere, pač pa tudi drugi energijski tokovi. Povejmo še, da so se klimatski zgodovini Zemlje koncentracije plinov tople grede precej spreminjale, prav tako tudi povprečna temperatura.

6.3 Energijska bilanca Zemlje, atmosfere in tal

6.3.1 Energijska bilanca planeta Zemlje

Če upoštevamo izmerjene podatke preko vseh letnih časov in preko vseh krajev na Zemlji, ter ob upoštevanju povprečne oblačnosti, vlažnosti in motnosti

ozračja, povprečnega albeda Zemlje kot planeta, itd., potem dobimo povprečno sevalno bilanca planeta Zemlje, kot je predstavljena na sliki 9.2 in tabeli 9.1 v poglavju 9.2 o fizikalnih osnovah klime.

Tu bomo načelno razložili energijsko bilanco Zemlje s poenostavljenim pristopom. Energijsko bilanco Zemlje kot planeta najprej zapišemo tako, da privzamemo, da so trdna zemlja, oceani in atmosfera le eno samo telo. V tem primeru sta pomembna predvsem dva energijska tokova:

1. sončno obsevanje j_0 , ki obseva polovico zemeljske oble (razporeditev absorbirane moči po površini osvetljene polovice je odvisna od albeda a in od kota med normalo na površje in smerjo Sonca) in
2. sevanje Zemlje, ki izhaja iz vse zemeljske površine (seva skoraj kot črno telo, emisivnost $\varepsilon \approx 1$).

Iz zemeljske notranjosti sicer teče proti površini nekaj toplotnega toka, ker je notranjost Zemlje vroča, vendar je ta toplotni tok dosti manjši od sevalnih tokov, tako da ga lahko zanemarimo. Če upoštevamo tako dolg časovni interval, da se dnevna in letna nihanja izpovprečijo, postane stanje stacionarno in za Zemljo kot celoto velja, da se energija sevanja, ki jo prejme Zemlja od Sonca, izenači z energijo, ki jo Zemlja izseva v vesolje:

$$(1 - a)j_0\pi r_Z^2 = \varepsilon\sigma T^4 4\pi r_Z^2. \quad (6.15)$$

Če pokrajšamo radije r_Z in izračunamo temperaturo T , potem dobimo:

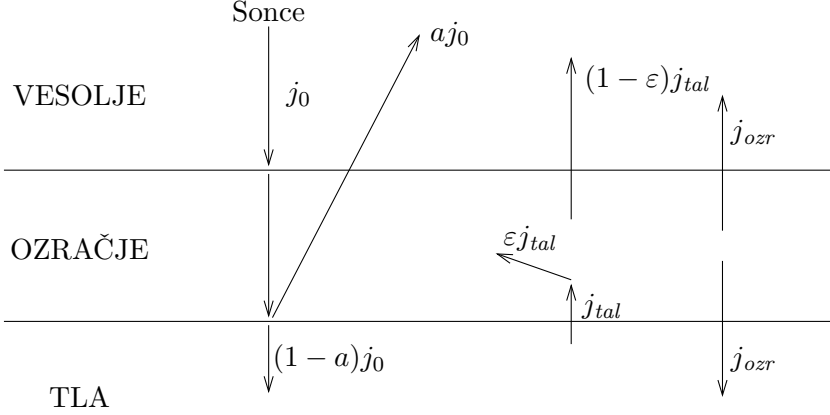
$$T = ((1 - a)j_0/4\varepsilon\sigma)^{1/4}. \quad (6.16)$$

Če predpostavimo, da je povprečni albedo Zemlje $a = 0,35$, emisivnost $\varepsilon = 1$, j_0 pa 1367 W/m^2 , potem bi morala biti povprečna temperatura Zemlje 250 K ($-23 \text{ }^\circ\text{C}$), kar ustreza temperaturi v zgornji tretjini troposfere. Dejanska temperatura površja Zemlje je višja predvsem zaradi učinkov plinov tople grede.

Naredimo lahko tudi drugo, manj poenostavljeno oceno, ki nam pove nekaj tudi o vplivu plinov tople grede. Dobimo jo, če poleg trdne Zemlje in vesolja upoštevamo še ozračje. V približku predpostavimo, da ozračje ne absorbira sončnega sevanja, pač pa se sončno sevanje absorbira le na tleh. Atmosfera pa absorbira in emitira dolgovalovno sevanje.

Če označimo sevanje atmosfere z j_{ozr} in sevanje tal z j_{tal} , potem na meji med ozračjem in vesoljem velja ravnotežje gostot energijskih tokov (glej sliko 6.8):

$$j_0(1 - a) = 4((1 - \varepsilon)j_{tal} + j_{ozr}). \quad (6.17)$$



SLIKA 6.8: Triplastni model: vesolje – ozračje – tla. Prikazani so sevalni tokovi, absorptivnosti in emisivnosti.

Na desni strani enačbe (6.17) se pojavi faktor 4 zaradi tega, ker Zemlja dobiva sončno sevanje le na eni strani, seva pa z vse površine, tako kot v enačbi (6.15). V vesolje seva ozračje, deloma pa pride v vesolje tudi sevanje s tal. V ozračju velja:

$$\varepsilon j_{tal} = 2j_{ozr}. \quad (6.18)$$

Ozračje sprejme del dolgovalovnega sevanja tal in ga v enakih deli izseva navzgor in navzdol. Na meji med ozračjem in tlemi pa velja energijsko ravnotežje:

$$(1 - a)j_0 + 4j_{ozr} = 4j_{tal}. \quad (6.19)$$

Tla absorbirajo del sončnega sevanja, prejmejo pol sevanja atmosfere in sama sevajo. Tudi tu številski faktorji nastanejo po krajšanju ploščin. Z upoštevanjem Stefanovega zakona za sivo telo (ozračje) dobimo iz (6.18):

$$\varepsilon \sigma T_{tal}^4 = 2\varepsilon \sigma T_{ozr}^4, \quad (6.20)$$

oziroma

$$T_{tal} \approx 1,19 T_{ozr}. \quad (6.21)$$

Iz (6.17) lahko spet z upoštevanjem Stefanovega zakona določimo T_{ozr} , nato pa iz (6.21) T_{tal} . Za albedo $a = 0,35$ in emisivnost $\varepsilon = 0,7$ tako dobimo temperaturo ozračja 234 K in temperaturo tal 279 K. Še enkrat poudarimo, da sta to le načelni oceni za temperaturi atmosfere in tal, dejanska bilanca pa je taka, kot jo podajata omenjeni slika in tabela v poglavju 9.2.1.

6.3.2 Energijska bilanca dela površja Zemlje

Tudi za manjše dele površja Zemlje pogosto računamo energijsko bilanco, njene spremembe in velikosti posameznih energijskih tokov. V nasprotju z izračunom za celotno Zemljo, kjer smo energijsko bilanco vrednotili za dolge časovne intervale (da so se izpovprečila dnevna in letna nihanja), se pri izračunu energijske bilance za posamezni del zemeljske površine omejimo na kratke časovne intervale, tako da upoštevamo dnevne in vremenske spremembe. Pri računanju energijske bilance moramo upoštevati vse energijske tokove: tiste, ki tečejo iz atmosfere proti ploskvi oziroma od ploskve v atmosfero, in tiste, ki tečejo s površja v notranjost zemlje oziroma iz globine proti površju. Za ploskev, ki leži na površju Zemlje, moramo upoštevati spodaj naštetih tokove.

Direktno sončno obsevanje (v infrardečem (IR), vidnem in ultravijoličnem (UV) delu spektra) v odvisnosti od kota vpadanja sončnega sevanja (deklinacija, dnevni kot, nagib, azimut, orientacija ploskve) in še posebej v odvisnosti od absorpcije v atmosferi (optična debelina); glej sliko 6.6 in enačbe (6.12) do (6.14). Dodatno upoštevamo še odbito in sipano sončno sevanje.

Dolgovalovno (IR) sevanje ozračja, vlažnega zraka in oblakov. Glej enačbi (6.8) in (6.9) ter sliko 6.4.

Kondukcija toplote iz tal in v tla. Tla ponavadi nimajo enake temperature kot zrak nad njimi, pa tudi v tleh se temperatura spreminja. V tleh teče gostota toplotnega toka v odvisnosti od temperaturnih razlik:

$$j = -\lambda_{tal} \frac{\partial T}{\partial z}.$$

λ_{tal} je toplotna prevodnost snovi, iz katere so tla oziroma del tal, z pa štejemo od površja tal navzdol.

Izračunamo lahko spremembo gostote toplotnega toka z globino:

$$\frac{\partial j}{\partial z} = -\lambda_{tal} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Zaradi razlik v gostoti toplotnega toka v tleh (divergenca gostote toplotnega toka) prihaja do segrevanja ali ohlajanja posameznih plasti v tleh. Za spremembo temperature posamezne plasti v tleh potrebujemo toplotni tok, lokana spremembe temperature plasti pa je odvisna od velikosti divergence gostote toplotnega toka:

$$\frac{\partial j}{\partial z} = -\rho_{tal} c_{tal} \frac{\partial T}{\partial t}$$

kjer je ρ_{tal} gostota snovi v tleh, c_{tal} pa njena toplotna kapaciteta. Z združitvijo obeh enačb za spremembo gostote toplotnega toka z globino dobimo enačbo

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_{tal}}{\rho_{tal}c_{tal}} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$

Zmnožku $\lambda_{tal}/(\rho_{tal}c_{tal})$ rečemo tudi toplotna difuzivnost tal.

snov	apnenec	pešč. prst, suha	pešč. prst, mokra	ilovica, suha	ilovica, mokra	svež sneg	led	mirna voda	miren zrak	železo
$\frac{\lambda_{tal}}{(\text{W}/(\text{mK}))}$	1,1	0,3	2,2	0,25	1,58	0,1	2,24	0,57	0,025	47
$\frac{\lambda_{tal}}{\rho_{tal}c_{tal}}$ $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	0,5	0,24	0,74	0,18	0,51	0,3	1,16	0,14	21,5	11

TABELA 6.1: Toplotne prevodnosti in toplotne difuzivnosti za posamezne snovi, ki sestavljajo tla ali so na trdnih tleh. Za primerjavo so podane še lastnosti mirnega zraka in vode ter železa.

To enačbo lahko rešimo, če poznamo temperaturo globoko v tleh (ko gre z proti ∞ in na površini tal (pri $z = 0$). Temperatura na površju tal $T(z = 0)$ pa je ravno tista temperatura, ki jo določajo sevalni tokovi, konvekcija in fazne spremembe. Enačbo za temperaturo v tleh lahko rešimo analitično, če vemo, kako se spreminja temperatura površja (na primer sinusno nihanje temperature površja tal čez dan in preko leta).

Veliko spremenljivosti temperature tal in temperature zraka nad njimi lahko pojasnimo z različnimi vrednostmi toplotne prevodnosti in toplotne difuzivnosti, saj se posamezne snovi, ki sestavljajo ali pokrivajo tla po teh dveh lastnostih močno razlikujejo. Zaradi različne toplotne difuzivnosti se različna tla različno ogrevanjo ali ohlajajo, na to pa vpliva tudi s čim so pokrita in kako mokra so.

Tla z veliko volumsko toplotno kapaciteto ($\rho_{tal}c_{tal}$) lahko prejmejo veliko toplote, sprejemajo pa jo tem hitreje, čim večja je toplotna prevodnost. Tla z majhno volumsko toplotno kapaciteto sprejmejo malo toplote, če imajo veliko toplotno prevodnost jo sprejemajo hitro, če pa majhno pa počasi. Obratno velja pri ohlajanju površja tal, ko toplotni tok teče globjih plasti tal navzgor.

V naravnih tleh se toplotna kapaciteta in toplotna difuzivnost spreminjata z globino, saj se vrsta, struktura in tekstura prsti z globino spreminjata (spreminjata se količini zraka in vode v porah, spreminjata se deleži organskega materiala, glin in peska), lastnosti tal pa se spreminjata tudi s časom, saj so tla včasih namočena, drugič pa suha, odvisno padavin in suše. Tudi stene

in strehe zgrajenih objektov so sestavljene iz plasti z različnimi termalnimi lastnostmi (npr. zidovi hiš ali cestišča).

Fazne spremembe vode na tleh

Na zemeljskem površju in pod površjem tal je lahko tudi nekaj tekoče vode, ledu ali vodne pare. Tekoča voda lahko izhlapeva v zrak, s tem se ohlajajo tla zaradi porabe latentne toplote izparevanja. Vodna para lahko na tleh kondenzira v obliki rose, lahko pa se deponira kot slana ali ivje, s tem se odda tlem latentna toplota kondenzacije oziroma sublimacije. Tekoča voda na tleh lahko zmrzne v led (odda se latentna toplota zmrzovanja), led ali sneg na tleh pa se lahko stali (za to se porabi latentna toplota zmrzovanja) ali pa celo sublimira v vodno paro (porabi se latentna toplota depozicije). Upoštevati pa moramo, da iz prsti rastejo tudi rastline. Te tekočo vodo črpajo tudi iz globljih horizontov prsti in ta voda izhlapeva iz rastlin. Hkrati pa so rastline sposobne tudi regulirati količino izhlapele vode v odvisnosti od tega, koliko vode imajo na voljo. Procesu izhlapevanja vode iz rastlin rečemo evapotranspiracija.

Pretvorba kinetične energije s trenjem v toploto

Ko piha veter prek zemeljskega površja in prek predmetov v zraku nastajajo vrtinci. Ti zavirajo tok zraka, vrtinci pa so pri tleh vse manjši in manjši. Končno preidejo najmanjši vtinci v Brownovo gibanje, s tem pa se gibljejo tudi posamezne molekule zraka. Ker je temperatura merilo za kinetično energijo molekul plina, se zaradi vetra in vrtincev v njem nekoliko poveča temperatura zraka tik nad tlemi in seveda tudi tal. Proces pretvorbe kinetične energije v toploto poteka v milimetrski plasti zraka tik nad tlemi ali predmeti.

Izmenjava zaznavne toplote (segrevanje-ohlajanje) s turbulenco in/ali drobno konvekcijo

Konvekcija je pomemben proces za prenašanje toplote v zraku. Tik ob ogretilih tleh (v plasti debeli nekaj milimetrov) se zrak od tal segreva s kondukcijo (z molekularno difuzijo). Takoj, ko se zrak tam segreje, postane preredeke glede na svojo okolico in topli zrak se dvigne stran od tal. Na njegovo mesto priteče hladnejši zrak iz okolice in se spet segreje od tal. Proces se kar naprej ponavlja in zrak nad tlemi se zaradi segrevanja neprestano meša, toplota pa se na ta način prenaša od tal v zrak, ne le v plast zraka tik ob tleh, pač pa tudi v debelejšo prizemno plast zraka. Če nad tlemi piha veter, je mešanje še izrazitejše (veter odnaša topli zrak) in prenašanje toplote od tal v zrak še bolj

učinkovito. Čim bolj je veter turbulenten, tem močnejše je mešanje zraka, izrazitejši je prenos toplote s tal v zrak.

Gostoto toplotnega toka, ki je posledica konvekcije lahko približno zapišemo z enačbo, ki je podobna tisti za kondukcijo v tleh:

$$j = -\rho c_p K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z},$$

kjer je K_h turbulentna difuzivnost, odvisna od narave zračnega toka (enačbo smo vpeljali v poglavju 5.2.7, enačba (5.43) na strani 110). Temu procesu rečemo tudi termična konvekcija.

Na podoben način kot toplota se z mešanjem v zrak s tal prenaša tudi na tleh izhlapela vodna para. Tik ob tleh vodna para molekularno difundira od tal v nenasičen zrak. Za izhlapevanje vodne pare iz tal pa je seveda potrebna energija. Ta energija lahko pride na površje tal na različne načine: s sončnim obsevanjem, s konvekcijo ali s kondukcijo iz tal. Zaradi mešanja, ki je lahko posledica termične konvekcije ali vetra, se zrak z vlago vred dviga stran od tal. K tlom z mešanjem pride manj vlažen zrak in voda lahko spet izhapeva iz tal. Vodna para torej odnaša nekaj energije (latentno entalpijo) stran od tal v ozračje. Pri izhlapevanju vode se torej z masnim tokom vodne pare odnaša v ozračje tudi energijski tok. Podobno kot v primeru termične konvekcije tudi sedaj zapišemo toplotni tok (glej enačbo (5.44) na strani 111):

$$j = -\rho h_i K_q \frac{\partial q}{\partial z},$$

kjer je K_q sedaj turbulentna difuzivnost za vlago. Energijski tok latentne toplote je odvisen od tega, kako močno se spreminja vlažnost zraka, pomembno pa je tudi mešanje zraka, njegovo izrazitost poda turbulentna difuzivnost (glej poglavji 6.4 in 6.5.2).

Energijska bilanca (vsota energijskih tokov) je na posameznem delu zemeljskega površja zelo odvisna od lastnosti tal. Na eni strani gre za geometrijske lastnosti površja (nagib, azimut in aspekt glede na sonce, osenčenost) in albedo, na drugi strani za termične lastnosti prsti in tal, na tretji strani pa je pomembna količina vode na in v tleh, saj se energija troši za izhlapevanje ali taljenje, s količino vode v tleh pa se spreminjajo tudi termične lastnosti in albedo. Pomembna je tudi raba tal (kopne, vodne ali snežne/ledene površine, debelina prsti, poraščenost, utrjenost, urbaniziranost in podobno). Na energijsko izmenjavo močno vplivata tudi vetrovnost in turbulenčnost vetra. Temperatura površja tal pa je posledica energijske bilance na površju tal.

6.4 Voda v atmosferi

V atmosferi nastopa voda v vseh treh agregatnih stanjih in v različnih oblikah. Največ vode je v obliki vodne pare, poleg tega so v ozračju še oblačne oziroma meglene in padavinske kapljice (lahko so podhlajene ali pa ne), oblačni ledeni kristali in trdi padavinski elementi (snežinke, zrna sodre, toče in babjega pšena). Voda prehaja v atmosferi iz enega stanja v drugo. Prehaja iz pare v tekočo vodo – prehod imenujemo utekočinjanje (kondenzacija) in obratno izhlapevanje (evaporacija). Pri prehodu iz tekoče vode v led govorimo o zmrzovanju oziroma taljenju. Voda pa včasih prehaja neposredno iz trdnega v plinasto stanje: iz ledu v paro poteka sublimacija, obratno pa depozicija. Z vodo v atmosferi je povezana tudi tekoča voda v morjih, jezerih in rekah, tekoča voda na površini tal in v prsti ter sezonska ali stalna snežne oziroma ledene plasti na kopnem in na površini tekoče vode. V tem poglavju bomo govorili predvsem o vodi v atmosferi.

6.4.1 Vodna para v zraku

Vodna para v zraku je plin z molsko maso $M_v = 18 \text{ kg/kmol}$. V zraku je ne vidimo, saj enako kot suhi zrak povsem prepušča vidno svetlobo. Za razliko od suhega zraka vodna para absorbira infrardeče sevanje in v tem delu elektromagnetnega spektra tudi seva (od 4 do 8 μm). Zaradi spremenljive količine vodne pare v zraku govorimo o zraku kot mešanici suhega zraka in vodne pare. Količino vodne pare v zraku lahko izrazimo na različne načine. Najosnovnejši način izražanja količine vlage v zraku je s pomočjo *parnega tlaka* e (včasih tudi oznaka p_v).

Parni tlak

Za vodno paro tako kot za druge pline velja plinska enačba:

$$eV = m_v/M_v R^* T \quad (6.22)$$

oziroma, po deljenju z volumnom in molsko maso

$$e = \rho_v R_v T, \quad (6.23)$$

kjer je R_v specifična plinska konstanta za vodno paro (461 J/(kg K)).

Skupni pritisk zraka je tako vsota parnega tlaka in pritiska suhega zraka torej:

$$p = p_z + e. \quad (6.24)$$

Zaradi entropijskih zahtev pri faznem prehodu iz tekoče (trdne) v plinasto fazo ni mogoče, da bi bilo v zraku poljubno mnogo vodne pare: parni tlak je omejen z *nasičenim parnim tlakom* e_s , za katerega velja Clausius-Clapeyronova enačba, ki jo lahko zapišemo v diferencialni obliki

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{h_i}{R_v} \frac{dT}{T^2}. \quad (6.25)$$

(h_i je latentna (izparilna ali sublimacijska) entalpija pri temperaturi faznega prehoda.) Če enačbo (6.25) integriramo od začetne temperature T_0 do končne temperature T na desni, na levi strani enačbe pa od začetnega pritiska e_{s0} do končnega pritiska e_s , dobimo odvisnost nasičenega parnega tlaka od temperature:

$$e_s(T) = e_{s0} \exp\left(\frac{h_i}{R_v} (1/T_0 - 1/T)\right). \quad (6.26)$$

Za ovrednotenje enačbe si zapomnimo, da je pri $T_0 = 273$ K nasičeni parni tlak $e_{s0} = 6,1$ hPa. Zaradi močne eksponentne odvisnosti se največja količina pare, ki je lahko v zraku, močno spreminja s temperaturo. Tako je na primer pri 0 °C nasičeni parni tlak kar za sedemkrat manjši kot pri 30 °C.

Parnega tlaka v ozračju ne merimo neposredno, zato količino vlage v zraku izražamo tudi z drugimi spremenljivkami. Iz plinske enačbe neposredno sledi povezava med parnim tlakom in gostoto vodne pare. Gostoto vodne pare imenujemo tudi *absolutna vlaga* in nam pove, kolikšna masa vodne pare je v posameznem kubičnem metru prostora. Pri absolutni vlagi, tako kot pri parnem tlaku, lahko govorimo tudi o *nasičeni absolutni vlagi*.

Specifična vlaga in razmerje mešanosti

Specifična vlaga q je masna koncentracija vodne pare v zraku:

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{e}{p} \frac{R}{R_v}. \quad (6.27)$$

Tako kot pri parnem tlaku in absolutni vlagi lahko tudi pri specifični vlagi definiramo nasičeno specifično vlago

$$q_s(T) = \frac{e_s(T)}{p} \frac{R}{R_v}. \quad (6.28)$$

Razmerje mešanosti je razmerje med maso vodne pare in maso suhega zraka:

$$r = \frac{m_v}{m_z} = \frac{\rho_v}{\rho_z} = \frac{e}{p-e} \frac{R}{R_v} = \frac{q}{1-q}. \quad (6.29)$$

Tudi tu lahko definiramo nasičeno razmerje mešanosti.

Relativna vlaga

Relativna vlaga f je razmerje med dejanskim parnim tlakom in nasičenim parnim tlakom pri dejanski temperaturi:

$$f = \frac{e}{e_s(T)}. \quad (6.30)$$

Izražamo jo v odstotkih. Razlika do 100 % nam pove, koliko vode lahko še izhlapi v ozračje, da bo doseženo nasičenje. Relativna vlaga je v primerjavi z ostalimi količinami, ki opisujejo količino vode v zraku, precej bolj uporabna, saj je povezana z nekaterimi fiziološkimi in naravnimi pojavi: od relativne vlage je odvisna intenziteta izhlapevanja, z izhlapevanjem pa je neposredno povezan fiziološki občutek toplote.

Temperatura rosišča

Nasičeni parni tlak je odvisen od temperature: čim nižja je temperatura, tem nižji je nasičeni parni tlak. Če torej vlažen zrak z delnim tlakom vodne pare e ohlajamo, postane pri neki temperaturi zrak nasičeno vlažen, delni tlak vodne pare pa enak nasičenemu parnemu tlaku. Tej temperaturi pravimo *temperatura rosišča* T_d . Izračunamo jo iz enačbe (6.25):

$$e = e_s(T_d) = e_{so} \exp\left(\frac{h_i}{R_v} (1/T_0 - 1/T_d)\right) \quad (6.31)$$

in dobimo:

$$T_d = \left(1/T_0 - \frac{R_v}{h_i} \ln(e/e_{so})\right)^{-1}. \quad (6.32)$$

Če se temperatura še naprej znižuje, se nasičeni parni tlak še naprej znižuje in iz zraka se začne izločati vodna para v tekoči ali trdni obliki. Na jedrih aerosola nastanejo drobne ($2r < 10^{-2}$ mm) oblačne ali meglene kapljice. Pri temperaturah, ki so daleč pod lediščem, začno nastajati tudi ledeni kristali, pri temperaturah le malo pod lediščem pa nastajajo podhlajene oblačne ali meglene kapljice.

Temperatura rosišča je uporaben podatek za izražanje količine vode v zraku: če sta temperatura zraka in temperatura rosišča tega zraka blizu, potem je vlaga blizu nasičenja.

Rosa se pojavi (kondenzira) na predmetih, če se ti ohladijo na temperaturo, ki je nižja od temperature rosišča. Pri nizkih temperaturah rosišča (pod 0 °C) se na predmetih pojavi (deponira) *slana*. Podobno pride do kondenzacije, če hladen predmet postavimo v vlažen zrak: če je temperatura predmeta dovolj

nizka, se bo na njem izločila slana, če pa je predmet nekoliko toplejši, se bo njegova površina ovlažila (orosila). Ta pojav dobro poznajo očalarji: ko s hladnimi očali vstopijo v toplel in vlažen prostor, se jim očala zameglijo.

6.5 Adiabatni procesi v atmosferi

6.5.1 Nenasičeni adiabatni procesi

Za nekatere procese v atmosferi lahko predpostavimo, da se odvijajo brez izmenjave toplote. **V atmosferi sicer ni izoliranih delov, vendar je koncept adiabatnega procesa uporaben tudi v ozračju, če so izpolnjeni naslednji pogoji:**

- **Opazovani del zraka, v katerem se dogaja proces, je tako daleč od tal, da z njimi ni v toplotnem kontaktu.**
- **Proces se dogaja hitro, tako da se z okolico izmenjajo le majhne količine energije. Opravljeno delo mora biti veliko v primerjavi s toploto, ki je izmenjana z okolico.**
- **Adiabatna predpostavka ne velja na robih dela zraka, pač pa za osrednji del dela zraka.**

Zamislimo si takšen proces: del suhega zraka je toplejši od okolišnega zraka. Na meji med delom zraka in okolico sicer prihaja do mešanja, osrednji del pregretega zraka pa ne sodeluje v mešanju. Toplejši del zraka se zaradi neuravnoveženega vzgona začne dvigati v atmosferi. Zaradi dviganja prihaja del zraka v področja vse nižjega pritiska. Ker je pritisk vse nižji, se dvigajoči se zrak razpenja, ne da bi z okolico izmenjeval toploto. Zaradi razpenjanja delu zraka pada temperatura in pregretost dela zraka se glede na okolico zmanjšuje, zato se zmanjšuje tudi vzgon in sčasoma se del zraka ustali na tisti višini, kjer je v temperaturnem ravnovesju z okolišnim zrakom. Zaradi prvega zakona termodinamike velja:

$$dQ = mc_p dT - V dp. \quad (6.33)$$

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

$$0 = c_p dT - dp/\rho. \quad (6.34)$$

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

$$p = \rho RT, \quad (6.35)$$

kjer je R specifična plinska konstanta za zrak ($287 \text{ J}/(\text{kg K})$). Po preureditvi dobimo:

$$\frac{c_p}{R} \frac{dT}{T} = \frac{dp}{p}. \quad (6.36)$$

Enačbo integriramo od začetne temperature T_0 do končne temperature T in od začetnega pritiska p_0 do končnega pritiska p . Tako dobimo končno temperaturo T pri adiabatnem dvigu od p_0 do p :

$$T = T_0 \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p}. \quad (6.37)$$

Adiabatno enačbo (6.34) lahko predelamo tako, da odvisnost od pritiska zamenjamo z odvisnostjo od višine z upoštevanjem hidrostatične aproksimacije:

$$dp = -\rho g dz, \quad (6.38)$$

tako da dobimo

$$c_p dT = -g dz \quad (6.39)$$

oziroma

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}. \quad (6.40)$$

Vidimo, da je diferencialna sprememba temperature dvigajočega se dela zraka konstantna in neodvisna od začetne višine in temperature. Sprememba temperature je pri tem odvisna le od velikosti vertikalnega premika. Kvocient g/c_p je $0,01 \text{ K}/\text{m}$ oziroma $10 \text{ K}/\text{km}$, označimo ga z $\Gamma_a \equiv g/c_p$. Pri integraciji (6.40) od T_0 do T in od z_0 do z dobimo linearno enačbo v obliki $T = T_0 - \Gamma_a(z - z_0)$.

Adiabatni dvig lahko prikažemo tudi v diagramu (z, T) ali (p, T) , ki ima za absciso višino oziroma pritisk in za ordinato temperaturo. Črto v tem diagramu, ki popisuje spremembe temperature pri nenasičenem dvigu, imenujemo *nenasičena adiabata*.

V začetku tega poglavja smo predpostavili, da se v ozračju dviga del suhega zraka. V realni atmosferi seveda zrak ni nikoli povsem suh, v njem je vedno tudi nekaj vodne pare. Dokler je količina vodne pare manjša od nasičene, je pri dviganju povsem precej vseeno, koliko vodne pare je v zraku. Adiabatna enačba za spremembe temperature s pritiskom je odvisna od začetnega stanja, kot parametra pa nastopata specifična plinska konstanta in toplotna kapaciteta pri konstantnem tlaku za posamezni plin, najsi bo to vodna para ali zrak. Pri dviganju bi torej morali upoštevati adiabatno enačbo za vsak plin posebej. Temu se lahko izognemo, če za del zraka, v katerem sta pomešana

suhi zrak in vodna para, upoštevamo namesto temperature tako imenovano *virtualno temperaturo* $T_v = T(1 + q(R_v - R)/R)$. Virtualna temperatura je temperatura suhega zraka z dodatkom, ki nam pove, kako vlažnost zraka q vpliva na razpenjanje traka. T_v uporabimo namesto navadne temperature v adiabatsni enačbi.

Adiabatsne spremembe so reverzibilne, kar pomeni, da velja ista enačba pri dviganju ali pri spuščanju opazovanega dela zraka. Pri dviganju se temperatura manjša, pri spuščanju pa narašča. Seveda velja reverzibilnost v atmosferi le načeloma: pri dviganju in spuščanju vedno prihaja do manjših ali večjih odstopanj od pogojev o adiabatnosti, ki smo jih zapisali na začetku tega podpoglavja.

Če privzamemo, da ima zrak začetno temperaturo T in pritisk p ter zrak adiabatno spustimo do $p_{oo} = 1000$ hPa, je končna temperatura pri spustu definirana kot *potencialna temperatura* Θ

$$\Theta = T \left(\frac{p_{oo}}{p} \right)^{R/c_p}. \quad (6.41)$$

Potencialna temperatura se ohranja pri adiabatnih dvigih in spustih zraka v atmosferi in je zato uporabna kot označevalec delov nenasičenega zraka. Če je temperatura mera za notranjo energijo zraka, je potencialna temperatura mera za vsoto notranje in potencialne energije zraka, ki se premika v gravitacijskem polju Zemlje. Ker je spuščanje zraka potekalo adiabatno, se je pri tem ohranila tudi entropija. Potencialna temperatura je torej tudi mera za entropijo zraka.

Temperaturno polje v atmosferi na horizontalnih in vertikalnih presekih predstavimo z izotermami, če pa obravnavamo polja temperature v treh dimenzijah, potem govorimo o izotermnih ploskvah. Podobno lahko v prostoru predstavimo polje potencialne temperature z izentropskimi ploskvami oziroma s črtami izentropami.

* Če obravnavamo mešanico suhega zraka in nenasičene vodne pare in procese, pri katerih pride do faznih sprememb vode, potem namesto potencialne temperature na podoben način definiramo *ekvivalentno potencialno temperaturo* Θ_e :

$$\Theta_e = \Theta \exp \left(\frac{h_i r}{c_{pz}} \right). \quad (6.42)$$

Ta temperatura je invariantna tudi za nasičene adiabatne procese. *

Tu še omenimo, da poleg adiabatnih procesov v ozračju poznamo tudi *diabatne procese*. Pri teh dogajanjih prihaja do izrazite izmenjave toplote med opazovanim delom zraka in njegovo okolico, ne da bi pri tem ta del zraka opravljal kakšno bistveno delo.

6.5.2 Nasičeni adiabatni procesi

V prejšnjem podpoglavju smo obravnavali suh oziroma nenasičen zrak. Sedaj si oglejmo, kaj se zgodi, če je zrak tako vlažen, da v njem lahko pride do kondenzacije. Dvigajoči se zrak se adiabatno ohlaja in pri tem se zrak lahko ohladi tudi pod temperaturo rosišča. Tedaj se iz zraka začne izločati vodna para, večinoma v obliki drobnih oblačnih kapljic. Premeri teh kapljic so majhni (zato je majhna tudi njihova masa). Hitrost padanja je določena z ravnovesjem sil teže, vzgona in upora in je tako majhna, da se zdi, da te kapljice v mirujočem zraku sploh ne padajo. Ker so oblačne kapljice nastale v dvigajočem se zraku, jih ta nosi s seboj.

Zaradi povezave med nasičenim parnim tlakom in temperaturo v Clausius-Clapeyronovi enačbi (6.25), se mora pri nadaljnjem dviganju in ohlajanju iz vodne pare v kapljice izločiti vse več in več vode. Število oblačnih kapljic narašča, oblak se gosti. Pri kondenzaciji vodne pare pride do energijske spremembe, saj se ob kondenzaciji sprošča latentna entalpija. Za opazovani del zraka tedaj velja energijska enačba v obliki:

$$0 = c_p dT - dp/\rho + h_i dq_s. \quad (6.43)$$

Delo za razpenjanje sedaj poteka na račun sprememb notranje energije (ohlajanje dvigajočega se zraka) in na račun sproščanja entalpije (utekočinjanje vodne pare). Tudi v tem primeru velja predpostavka o adiabatnosti: dvigajoči se oblačni zrak z okolico ne izmenjuje energije. Energijska enačba za nasičeni dvig oblačnega zraka (6.43) ni tako preprosto rešljiva kot enačba za dvig nenasičenega zraka, saj v členu pretvorbe latentne entalpije nastopajo spremembe nasičene specifične vlage, ki so povezane s spremembami nasičenega parnega tlaka, ta pa je s temperaturo v Clausius-Clapeyronovi enačbi povezana nelinearno. Po zamenjavi dq_s z $(dq_s/dT)dT$ in z upoštevanjem Clausius-Clapeyronove enačbe dobimo diferencialni izraz za spremembe temperature v odvisnosti od pritiska:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{1}{p} \frac{RT + h_i q_s}{c_p + h_i^2 q_s \varepsilon / RT^2}, \quad (6.44)$$

kjer smo z ε označili kvocient R_v/R .

* Te enačbe ni mogoče analitično integrirati, ker na desni strani mešano nastopajo T, p in $q_s(T, p)$. Enačbo zato integriramo numerično. Kot v primeru adiabatne enačbe za nenasičeni zrak, lahko tudi tu izrazimo spremembe temperature v odvisnosti od višine:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{1 + h_i q_s / (RT)}{1 + h_i^2 q_s \varepsilon / (c_p RT^2)} = -\Gamma_s. \quad (6.45)$$

*

Odvod temperature po višini pri dviganju nasičenega zraka označimo z $-\Gamma_s$. Ko je $q_s(T, p)$ majhen, preide enačba v obliko za nenasičen dvig. To se seveda zgodi tedaj, ko je temperatura nizka, torej na veliki višini pri nizkih pritiskih (na sliki 6.10 postanejo pikčaste nenasičene adiabate vzporedne s črtkanimi nenasičenimi). Krivulji, ki v (z, T) ali (p, T) diagramu popisuje spremembe temperature z višino ali pritiskom pravimo *nasičena adiabata*.

6.5.3 Sila vzgona v atmosferi

Sila vzgona v tekočinah je odvisna od razlike med gostotama tekočine in tujka. V atmosferi je delitev na tekočino in tujek v njej lahko le načelna, saj v naravi govorimo le o delih zračne mase, ki ima nekoliko različne gostote. V poglavju 5.4. smo za razliko med vertikalno komponento gradientne sile in težo, za tako imenovani čisti (prosti) vzgon, zapisali odvisnost od temperature zraka v okolici:

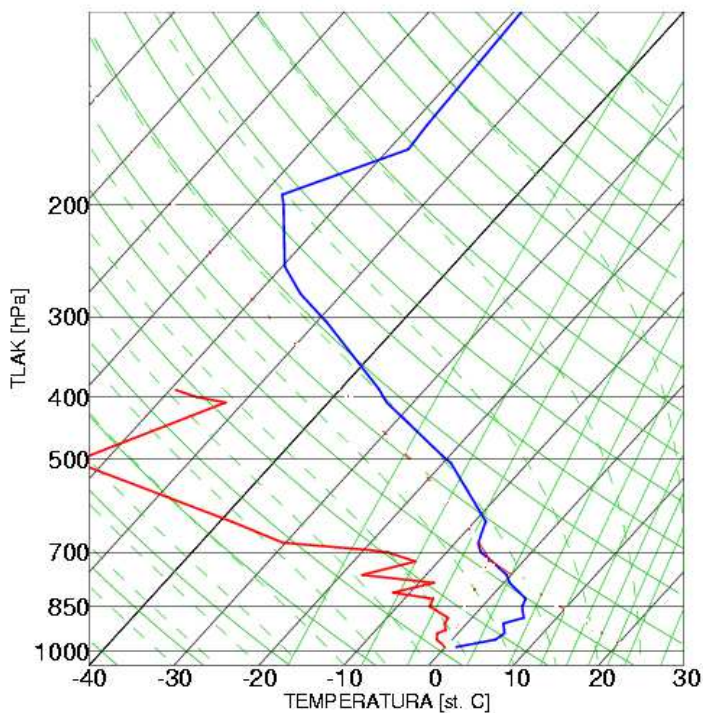
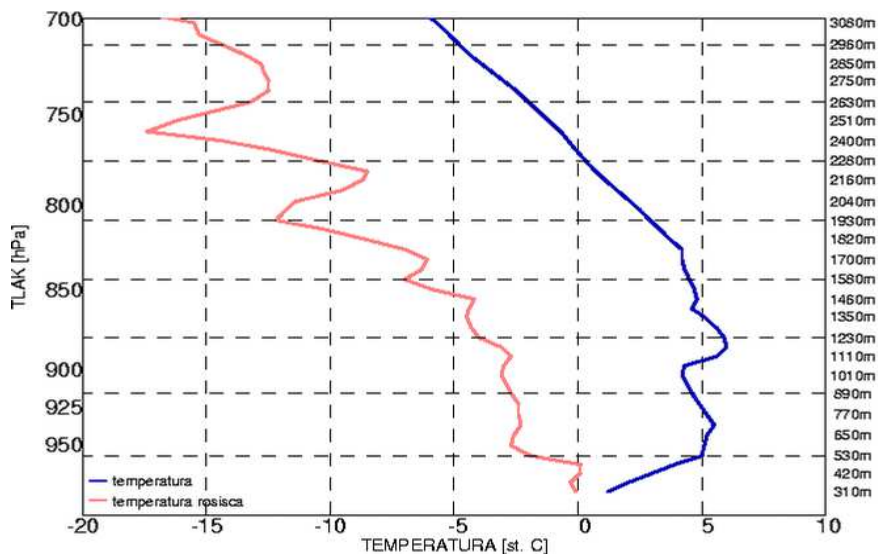
$$F_v/m - g = g \left(\frac{T - T_{ok}}{T_{ok}} \right). \quad (6.46)$$

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

Pri premikih dela zraka navzgor in navzdol po atmosferi, se delu zraka temperatura spreminja adiabatno, najsi bo po nenasičeni ali nasičeni adiabati. Zaradi sprememb temperature dela zraka se seveda spreminja tudi razlika med temperaturo dela zraka in temperaturo okolice, ki povzroča silo vzgona. Kaj hitro se celo zgodi, da se pregreti zrak pri dviganju tako ohladi, da postane hladnejši od okolice, sila vzgona obrne predznak in opazovani del zraka se prične spuščati.

6.5.4 Vertikalna stabilnost atmosfere

Vertikalno stabilnost atmosfere opredeljujemo kot lastnost, ki nam pove, ali atmosfera del zraka, ki se vertikalno premakne iz ravnotežne lege, vrne na njegovo izhodiščno mesto ali ne. Atmosfera, ki vrača del zraka na njegovo



SLIKA 6.9: Potek temperature (desna krivulja) in temperature rosišča (leva krivulja) v pravokotnem (p, T) diagramu (zgoraj) in rotiranem (z, T) diagramu (spodaj; za razlago tega diagrama glej tudi sliko 6.10).

izhodišče, je *stabilna*. Če se del zraka zaradi lastnosti ozračja ne vrne v izhodiščno lego, pač pa se od nje spontano oddaljuje, potem pravimo, da je atmosfera *labilna* (nestabilna). Če atmosfera zraka niti ne vrača nazaj na izhodišče, niti ga ne sili v oddaljevanje, tako da je za del zraka čisto vseeno kje se nahaja v atmosferi, potem pravimo, da je atmosfera *neutralna* (indiferentna).

V atmosferi vertikalno stabilnost določamo za posamezne plasti na osnovi sile prostega vzgona. V atmosferi izmerimo potek temperature z višino, zatem za posamezne plasti določimo vertikalni temperaturni gradient. Za ugotavljanje stabilnosti plasti si zamislimo del zraka, ki ima začetno temperaturo enako temperaturi okolišnega zraka, ter ta del zraka adiabatno premaknemo iz njegove začetne ravnovesne lege. Adiabatsni premik lahko poteka po nenasičeni ali po nasičeni adiabatni, odvisno pač od količine vlage v delu zraka.

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

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{dw}{dt} \right) = \frac{d}{dz} \left(\frac{g(T - T_{ok})}{T_{ok}} \right) = \frac{g}{T_{ok}} \left(\frac{dT}{dz} - \frac{T}{T_{ok}} \frac{\partial T_{ok}}{\partial z} \right). \quad (6.47)$$

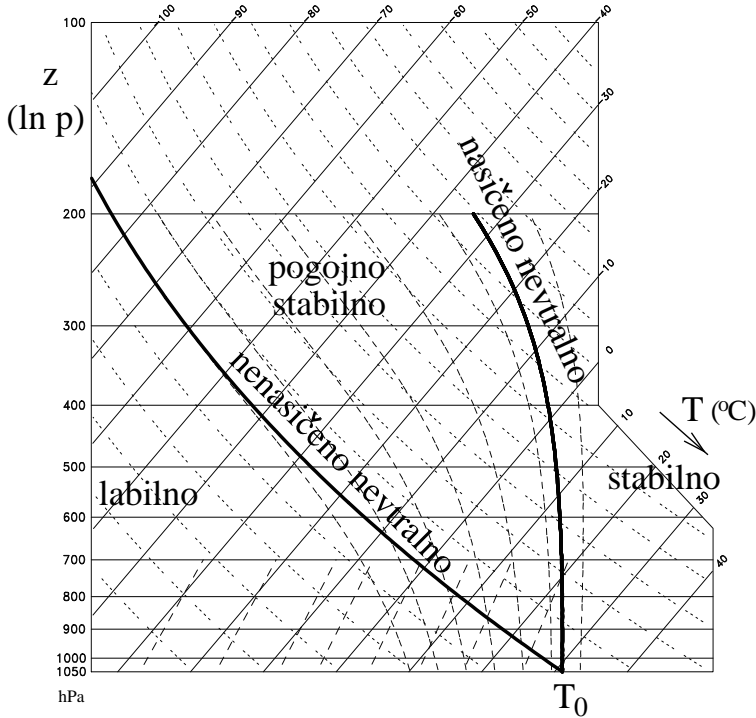
Če temperaturi okolice in dela zraka nista zelo različni, lahko poenostavljeno zapišemo:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{dw}{dt} \right) \approx \frac{g}{T_{ok}} \left(\frac{\partial T_{ok}}{\partial z} - \frac{dT}{dz} \right) = -\frac{g}{T_{ok}} (\gamma - \Gamma_a). \quad (6.48)$$

Prvi odvod v oklepaju predstavlja vertikalni gradient temperature okolišnega zraka ($\gamma = -\frac{\partial T_{ok}}{\partial z}$), drugi pa individualne spremembe temperature dela zraka, ki se premika v atmosferi ($\Gamma_a = -dT/dz$). Za individualni odvod ločimo nasičeno ali nenasičeno stanje.

Glede na predznak stabilnosti in glede na nasičenost ločimo naslednje vertikalne stabilnosti v atmosferi (glej na sliki 6.10):

- če je $\gamma > \Gamma_a$, je plast atmosfere *absolutno labilna* (labilna glede na suho in nasičeno adiabato);
- če je $\gamma = \Gamma_a$, je plast atmosfere *nenasičeno neutralna*;
- če je $\gamma < \Gamma_a$ in $\gamma > \Gamma_s$, je plast atmosfere *pogojno stabilna oziroma pogojno labilna* (labilna glede na nasičeno adiabato in stabilna glede na nenasičeno adiabato);
- če je $\gamma = \Gamma_s$, je plast atmosfere *nasičeno neutralna*;
- če je $\gamma < \Gamma_s$, je plast atmosfere *absolutno stabilna* (stabilna glede na suho in nasičeno adiabato).



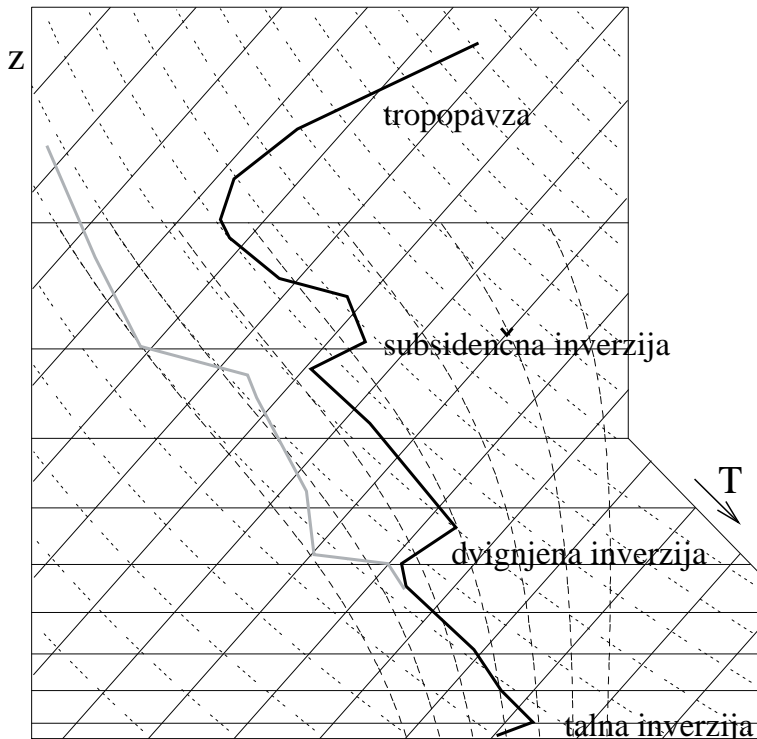
SLIKA 6.10: Področja različnih stabilnosti v rotiranem diagramu (z, T) za različne poteke temperature $T(z)$ skozi ozračje, če je začetna temperatura zraka pri tleh enaka T_0 . Pikčaste črte predstavljajo nenasičene adiabate, črtkane pa nasičene. Namesto osi z lahko nastopa tudi os $\ln p$. Ordinatna os s temperaturo T je zavrnjena za 45° . Za drugačne začetne temperature moramo izbrati adiabati, ki se začneta pri drugačni temperaturi.

Atmosfera je večinoma pogojno stabilna ali absolutno stabilna. Absolutno labilne situacije so v atmosferi redke, saj vzgon brž poskrbi za dviganje in mešanje zraka, razen v plasti zraka tik ob tleh, kjer so diabatni učinki pri segrevanju zraka najbolj izraziti.

Če je v plasti zraka vertikalni temperaturni gradient tak, da je plast absolutno labilna, se opazovani del zraka iz te plasti začne dvigati in se bo dvigal, dokler ne bo dosegel ravnovesne temperature z okoljskim zrakom na večji višini. Če je plast pogojno labilna, se bo ta plast začela dvigati, če je količina vlage v zraku dovolj velika: v nasičenem stanju se bo del zraka dvigal, v nenasičenem pa ne. Podobno lahko razložimo tudi ostale stabilnostne režime.

Temperatura zraka z višino ponavadi pada. Kot smo že omenili, je povprečni vertikalni temperaturni gradient standardne atmosfere $-6,5 \text{ K/km}$. Ta

gradient ustreza režimu pogojne stabilnosti. Zaradi močnega diabatnega hlajenja (ohlajanje zraka pri tleh zaradi ohlajanja tal z IR sevanjem), se pri tleh ponoči pogosto zgodi, da so plasti zraka pri tleh bistveno hladnejše od plasti nekoliko višje v ozračju. Tedaj govorimo o *temperaturni inverziji* – temperaturni inverzni plasti. Inverzija je stabilna plast v atmosferi, pogosto je ponoči tik pri tleh (*talna temperaturna inverzija*), opažamo pa jo lahko tudi višje v atmosferi (*dvignjena inverzija*). Ponavadi privzamemo, da je plast temperaturno inverzna, če se v njej temperatura z višino ne spreminja ali pa da z višino celo narašča. Nekatere temperaturne inverzije v višinah se pojavijo tudi zaradi drugačnih vzrokov: v anticiklonih opažamo inverzijo na višini, kjer se neha sesedanje zraka, (*subsidenčna inverzija*). Na vrhovih slojastih oblakov se pojavi inverzija zaradi sevalnega neravnotežja, na frontalnih površinah v ciklonih pa zaradi lege hladnejšega zraka pod toplim. Na vrhu troposfere je stalna temperaturna inverzna plast, imenovana *tropopavza*. V njej je temperatura konstantna in znaša okoli $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ (pri pritisku okoli 200 mb).



SLIKA 6.11: Shematična predstavitev poteka temperature z višino s poudarjenimi inverznimi in neinverznimi plastmi. Leva krivulja kaže potek temperature rosišča.

6.5.5 Dviganje zraka in nastanek oblakov

V prejšnjih podpoglavjih smo si ogledali, kako se deli zraka v atmosferi adiabatno dvigajo. Opisali smo, kako se z zmanjševanjem pritiska ob naraščanju višine zmanjšuje temperatura. V tem poglavju si bomo ogledali, kako se dviganje zraka opiše v (z, T) diagramu in kako se v njem lahko določi nekatere značilne višinske točke v oblaku. Diagram (z, T) oziroma $(\ln(p), T)$ se v meteorološki praksi veliko uporablja. Ponavadi za absciso uporabimo naravni logaritem pritiska $\ln(p)$, za ordinato pa temperaturo T . Uporabimo tak koordinatni sistem, da $\ln(p)$ navzgor pada. Ordinato dodatno zavrtimo za 45° , tako da je izkoriščen večji del diagrama (temperatura z višino oziroma z $-\ln(p)$ ponavadi pada). Hkrati je posebna vrsta teh diagramov, imenovana *emagram*, oblikovana tako, da produkt $\Delta T \Delta \ln(p)$ povsod predstavlja enako ploskev na diagramu. Poleg emagrama se v meteorološki praksi uporabljajo še drugi podobni diagrami, npr. tefigram (ordinata – temperatura, abscisa – geopotencial). Termodinamični diagrami se ponavadi uporabljajo za prikaz poteka temperature in temperature rosišča z višino, kot ju izmerimo z balonskimi meritvami (radiosonde).

Spreminjanje temperature rosišča z višino

Pri nenasičenem dvigu se z višino oziroma s pritiskom spreminja temperatura zraka. Za spremembe temperature rosišča pri tem velja Clausius-Clapeyronova enačba

$$\frac{dT_d}{T_d^2} = \frac{R_v}{h_i} \frac{de}{e}. \quad (6.49)$$

Ker se skupaj z zrakom dviga in razpenja tudi vodna para, se temperatura rosišča spreminja v odvisnosti od sprememb tlaka. Dokler zrak ni nasičen z vlago, ostaja specifična vlaga konstantna, tako da z upoštevanjem enačb stanja za vodno paro in za zrak velja:

$$\frac{de}{e} = \frac{dp}{p}. \quad (6.50)$$

Z zamenjavo sprememb parnega tlaka s spremembami pritiska dobimo izraz za spremembe rosišča pri vertikalnem premeščanju zraka:

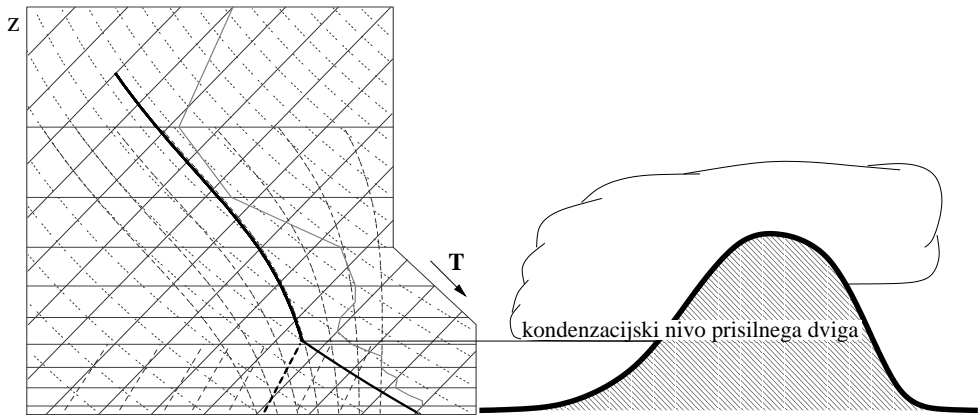
$$\frac{dT_d}{dp} = \frac{R_v}{h_i} \frac{T_d^2}{p} \quad (6.51)$$

oziroma

$$\frac{dT_d}{dz} = -\frac{R_v g}{R h_i} \frac{T_d^2}{T}. \quad (6.52)$$

Krivuljo, ki v diagramu (z, T) popisuje spremembe temperature rosišča, dokler zrak ni nasičen, imenujemo *izograma*. Nagib izograme je pri nizkih nadmorskih višinah približno $-1,7 \text{ K/km}$, kar je približno $1/6 \Gamma_a$.

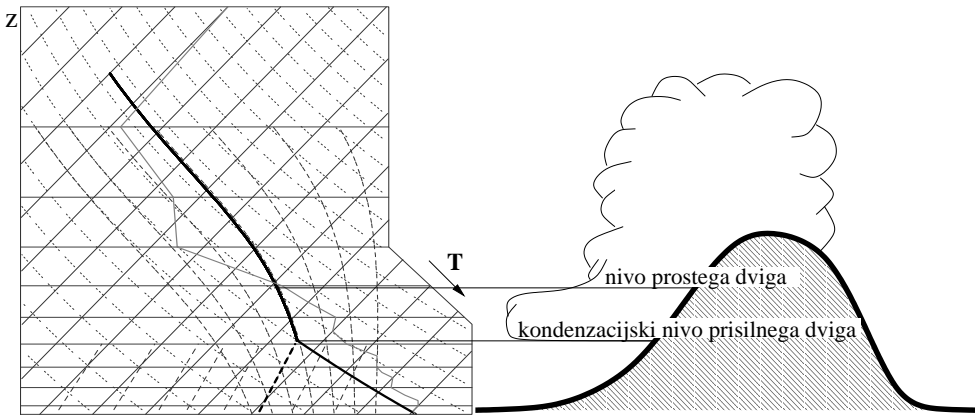
Nastanek oblaka ob prisilnem dvigu



SLIKA 6.12: Shematična predstavitev prisilnega adiabatsnega dviga zraka v (z, T) diagramu, desno je narisana gorska pregrada z razsežnostmi oblaka. Tanka črta prikazuje izmerjeni potek temperature z višino, debela pa potek temperature dvigajočega se zraka. Debela prekinjena črta podaja potek sprememb temperature rosišča dvigajočega se zraka z višino.

Privzemimo, da se mora del zraka dvigniti zaradi mehanskih vzrokov, npr. da piha veter iznad ravnine proti gorski verigi, ki stoji povprek na zračni tok. V zraku, ki priteka, poznamo na podlagi meritev vertikalni potek temperature in temperature rosišča. Če je gorska veriga dovolj široka, je tok ne more obteči, pač pa se mora zrak ob gorski pregradi dvigniti. Ob hribih se zrak dviga sprva nenasičeno adiabatsno, temperatura se spreminja po nenasičeni adiabatni, temperatura rosišča pa po izogrami. Zrak se ohlaja, znižuje pa se tudi temperatura rosišča (slika 6.12). Točka, kjer se adiabatna in izograma, potegnjeni iz izhodiščnih vrednosti T in T_d , sekata, določa višino oziroma pritisk, kjer postane zrak nasičen. To točko imenujemo *kondenzacijski nivo* oziroma natančneje kondenzacijski nivo prisilnega dviga. Na tej višini se začne oblačenje, govorimo o bazi oblaka. Na tej višini sta temperatura zraka in temperatura rosišča enaki, nad njo pa se spreminjata skupaj po nasičeni adiabatni. Oblak bo segal tako visoko, kolikor visoko seže mehansko dviganje zraka. Na ta način nastanejo slojasti oblaki ob vrhovih gora, imenovani tudi oblačne kape.

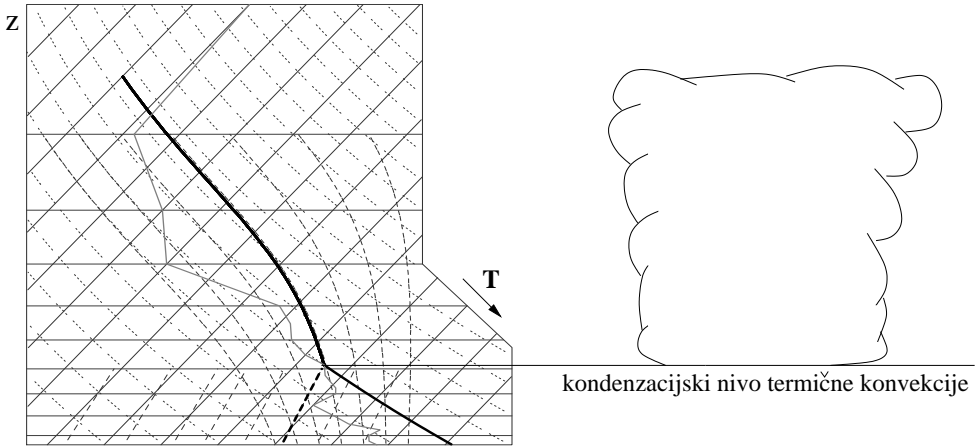
Pri nasičenem prisilnem dvigu je mogoče, da temperatura dvigajočega se zraka z višino pada počasneje, kot se spreminja temperatura okolice. Tako se lahko zgodi, da temperatura dvigajočega se nasičenega zraka postane večja od temperature okolišnjega zraka. Tedaj za dviganje zraka ni več potrebno imeti zunanega vzroka (prisilni dvig), pač pa se oblak dviga zaradi vzgona samega. Točko, kjer nasičena adiabata seka potek temperature, sedaj imenujemo *nivo proste konvekcije*. Med kondenzacijskim nivojem prisilne konvekcije in nivojem proste konvekcije nastajajo slojasti oblaki, nad to višino pa vzgonsko gibanje povzroči nastanek kopastih oblakov. Ti so ponavadi vključeni v enotno slojasto oblačno plast in iz nje prodirajo v višje plasti troposfere, seveda najvišje le do stabilne tropopavze (slika 6.13).



SLIKA 6.13: Shematična predstavitev proste konvekcije v pogojno labilnem ozračju ob prisilnem dvigu v (z, T) diagramu. Desno je narisana gorska pregrada z razsežnostmi oblaka. Pomen črt je enak kot na prejšnji sliki.

Nastanek oblakov zaradi termične konvekcije

Predpostavimo, da smo z balonom, ki je opremljen z merilci temperature, pritiska in vlage, ponoči izmerili vertikalne poteke teh količin v atmosferi. Ugotovili smo, da je izmerjena vertikalna razporeditev temperature pogojno stabilna. Čez dan se ob sončnem vremenu del zraka pri tleh diabatno ogreje. Ogreti deli zraka se zaradi vzgona začno nenasičeno adiabatno dvigati. Če je pregretost dela zraka dovolj velika, da se del zraka lahko dvigne tako visoko, da se temperatura dvigajočega se zraka zniža do temperature rosišča (da pride do sekanja izograme in adiabate), potem je na tej višini baza oblaka oziroma kondenzacijski nivo. Od razlike med temperaturo dela zraka in okolišnjega zraka



SLIKA 6.14: Shematična predstavitev konvekcije zaradi pregetosti v (z, T) diagramu. Desno so narisane razsežnosti oblaka.

na višini kondenzacijskega nivoja je odvisno, kako se bo oblak razvijal naprej navzgor. Če je dvigajoči se zrak na višini kondenzacijskega nivoja toplejši od okolice, bo temperatura dvigajočega se zraka v oblaku, ki se bo spreminjala po nasičeni adiabatni, ves čas dviganja višja od temperature okolišnega zraka. Tako se bo oblak dvigal, vse dokler ne bo dosegel višine stabilne tropopavze. Če je pregetost dvigajočega se zraka na kondenzacijskem nivoju le majhna, se lahko zgodi, da bo temperatura dvigajočega se zraka že kmalu nad bazo oblaka padla pod temperaturo okolišnega zraka in oblak bo imel vrh na tisti višini. Temu načinu dviganja toplega zraka in nastanka oblakov v letalskih krogih pogosto rečejo *termika*.

6.6 Oblaki

6.6.1 Sestava oblakov

V atmosferi nastajajo oblaki, če se pri dviganju zrak ohladi pod temperaturo rosišča in je doseženo nasičenje vodne pare. Tedaj se na kondenzacijskih jedrih aerosola, ki ga sestavljajo mineralni prah, kristali morske soli, organski in antropogeni materiali, začno kondenzirati drobne kapljice. Kondenzacijska jedra v aerosolu so lahko trdna, lahko so pa tudi tekoča ali trdna prevlečena s plastjo tekočine. Če je kondenzacijsko jedro higroskopno – topljivo ali vsaj omočljivo – (npr. saje, napojene s H_2SO_3), se lahko kondenzacija začne že pri relativnih vlagah, ki so do 25 % nižje od nasičene. Aerosola je v zraku vedno

dovolj, tako da nikoli ne pride do homogene kondenzacije v čistem zraku. Prenasičenje (relativna vlaga več kot 100 %) je v ozračju zelo redko in še tedaj je le malenkostno.

Pri temperaturah kondenzacije pod 0 °C se na večini jeder kondenzacije začne izločati podhlajena tekoča voda, le na kondenzacijskih jedrih, s kristalno strukturo podobno strukturi ledu (heksagonalna simetrija) pride do takojšnje depozicije ledu. Z nižanjem temperature je vse več in več jeder primernih za depozicijo, pa tudi podhlajene kapljice prično zmrzovati. Pri temperaturah pod -20 °C je v oblakih le še malo tekoče vode.

Izjemoma lahko oblaki nastanejo tudi iz megle, to je iz zraka, v katerem je prišlo do kondenzacije zaradi diabatnega ohlajanja. Ponavadi se iz megle formirajo nizki slojasti oblaki (stratusi), če pride do premešanja spodnje plasti megle.

Oblačne kapljice in oblačni ledeni kristali so majhni ($r \approx 10 \mu\text{m}$). V mirujočem zraku padajo zelo počasi: ($w_t \approx 1 \text{ cm/s}$). Na oblačne elemente namreč delujeta dve sili: navzdol deluje sila teže, gibanju pa nasprotuje sila upora. Vzgon je majhen in ga zanemarimo. Hitrost padanja se povečuje, dokler ni dosežena ravnovesna hitrost. Za turbulentni tok velja, da je hitrost padanja kapljic odvisna od korena radija:

$$w_t = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{g}{c_u} \frac{\rho_a}{\rho} r}, \quad (6.53)$$

(c_u je koeficient upora kapljice, okrog 0,4, ρ_a pa gostota tekoče vode).

Za laminarni tok moramo upoštevati viskoznost zraka μ in dobimo odvisnost končne hitrosti od kvadrata radija kapljice:

$$w_t = \frac{1}{3} \frac{g\rho_a}{\mu} r^2, \quad (6.54)$$

Za oba režima padanja kapljic pa velja: velike kaplje letijo skozi zrak hitreje od drobnih kapljic.

Oblačne kapljice so tako majhne, da jih s prostim očesom sploh ne vidimo, pač pa vidimo oblačni ali megleni zrak. Zaradi majhnih hitrosti padanja se zdi, da oblačne kapljice sploh ne padajo. Zrak v oblakih nosi kapljice s seboj.

* Oblačne kapljice in ledeni kristali sipajo, absorbirajo in odbijajo vidno svetlobo, ki prihaja s Sonca, Lune, pa seveda tudi od jasnega neba ali svetlih tal. Oblaki oslabijo sončno obsevanje, sami pa so različno svetli. Svetlost in barva oblakov sta odvisni od debeline in gostote oblačnega sloja, predvsem pa od relativnega kota med opazovalcem, oblakom in Soncem. Svetlost oblaka je odvisna od osvetlitve: deli oblaka, ki so obsijani s soncem odbijajo svetlobo in so svetli. Predvsem pri debelih oblakih sta nasprotna in spodnja stran

oblaka videti temna. Če je tanek oblak osvetljen od zadaj (oblak je med svetilom – soncem, luno in opazovalcem), je oblak najsvetlejši okoli sonca, stran od svetila svetlost upada. Če je oblak osvetljen od spredaj (opazovalec ima sonce za hrbtom), je oblak najbolj svetel, če so sonce, opazovalec in oblak v isti črti. Čim bolj je svetloba tangencialna, tem izrazitejše so sence na oblaku. Najizrazitejše so sence na oblakih, ki so gosti (imajo veliko kapljic v prostorski enoti) in debeli. Oblaki iz ledenih kristalov so ponavadi prosojnejši od oblakov iz kapljic. Barva oblakov je odvisna od tega, s kakšno barvo svetlobe so osvetljeni. Če je sonce visoko na nebu, prodre skozi atmosfero večina bele svetlobe in oblaki so beli, sivi ali črni. Ko je sonce blizu obzorja, so visoki oblaki še beli, nižji pa so oranžno ali rdeče obarvani. To je posledica oslabilitve drugih valovnih dolžin vidne svetlobe pri dolgi poti skozi atmosfero. Ko sonce zaide (ali tik preden vzide) so nizki oblaki pogosto že sivi (so že v Zemljini senci), visoki oblaki pa so še oranžno-rdeče obarvani. *

6.6.2 Oblike in rodovi oblakov

Vsak oblak je po obliki edinstven, vsak ima kakšno značilno podrobnost, vendar jih lahko po obliki v ozračju razvrstimo v tri kategorije:

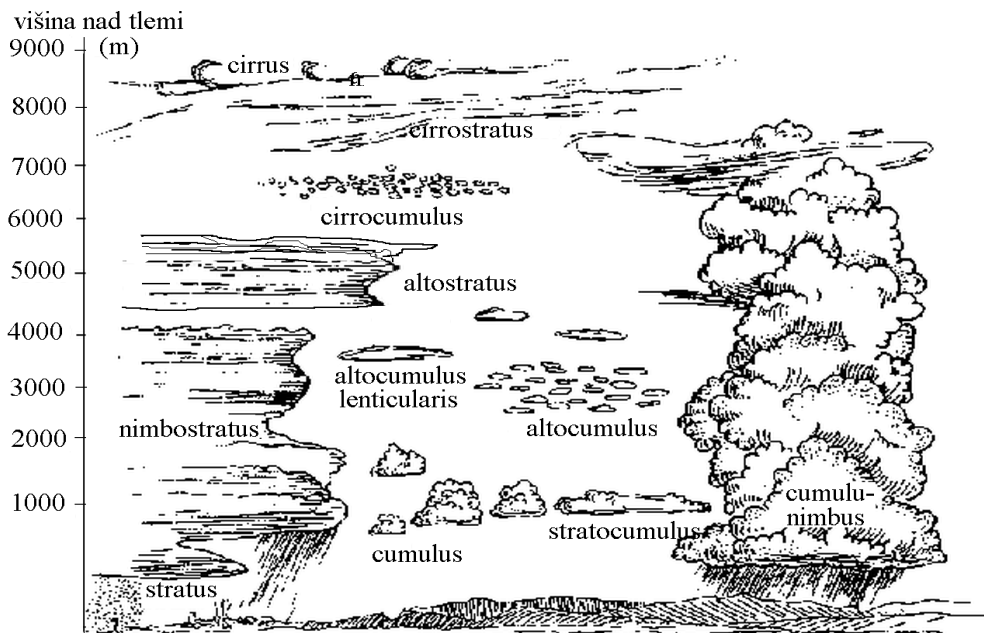
- Slojasti oblaki: plastoviti oblaki, ki imajo horizontalne razsežnosti bistveno večje od vertikalnih. So v eni ali več plasteh atmosfere;
- Kopasti oblaki: horizontalni in vertikalni razsežnosti teh oblakov sta približno enaki ali pa vertikalna razsežnost celo prevladuje. Imajo izrazito ravno bazo (spodnji rob), zgornji rob je po obliki podoben kopam, kupolam ali stolpom, razbrazdan podobno kot cvetača ali kepe sladoleda.
- Raztrgani oblaki: oblaki brez izrazite oblike, pogosto razcefrani, brez izrazite baze ali vrha, najpogostejše manjših razsežnosti.

Oblaki so razdeljeni tudi po višini, na kateri so v ozračju:

- *visoki oblaki* (višina med 6 in 12 km),
- *srednji oblaki* (višina med 2 in 6 km),
- *nizki oblaki* (višina od 0,1 do 2 km).

Posebej ostanejo še *oblaki vertikalnega razvoja*, ki so večinoma kopasti in imajo baze v višini nizkih oblakov, z vrhovi pa lahko sežejo do višine visokih oblakov.

Sistematično oblake razdelimo v rodove in vrste.



SLIKA 6.15: Rodovi oblakov v ozračju.

Rodovi:

- *Cirusi* (lat. cirrus, okrajšava Ci): visoki oblaki vlaknatega videza ali svilnatega sijaja v obliki belih nežnih vlaken, velikih kosmov ali ozkih trakov.
- *Cirokumulusi* (lat. cirrocumulus, okrajšava Cc): visoki oblaki, tanki beli kosmi, prevleke ali oblačne plasti. Ne mečejo zaznavne sence. Sestavljeni so iz zelo majhnih elementov v obliki zrn, valov itd., ki so med seboj ločeni ali bolj ali manj pravilno razporejeni. Večina elementov ima navidezno velikost manjšo od ene kotne stopinje.
- *Cirostratusi* (lat. cirrostratus, okrajšava Cs): visoki oblaki, prozorna, belkasta koprena, včasih vlaknatega (lasastega) ali gladkega videza, ki povsem ali delno prekriva nebo in na katerem se navadno pojavlja halo.
- *Altokumulusi* (lat. altocumulus, okrajšava Ac): srednji oblaki, beli ali sivi ali belo-sivi kosmi, prevleke ali plasti oblakov, navadno tako gosti, da zasenčijo sonce, elementi so v obliki kosmov, diskov, blazin, leč. Med seboj so spojeni ali pa tudi ne, pogosto organizirani v sisteme. So naj-

pogostejši oblaki. Večina enakomerno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino med eno in petimi kotnimi stopinjami.

- *Altostratusi* (okrajšava As): srednji oblaki, sivkasta ali modrikasta delno prosojna koprena, včasih je koprena tudi razbrazdana. Povsem ali delno pokriva nebo. Skozi altostratus nejasno vidimo sonce kot skozi motno steklo. Pri As se halo ne pojavlja.
- *Nimbostratusi* (okrajšava Ns): nizki in srednji oblak, siva, pogosto temna oblačna plast, iz nje padajo neprekinjene padavine (dež ali sneg), povsem zakriva sonce. Pod Ns so pogosto še nizki raztrgani oblaki.
- *Stratokumulusi* (lat. stratocumulus, okrajšava Sc): nizki oblaki: sivi ali beli kosmi, prevleka ali plast oblakov, v kateri so skoraj vedno tudi temni deli. Sestavljeni so iz okroglih ali zaobljenih elementov, ki niso vlaknati (razen pri virgah) in so med seboj ločeni ali spojeni. Večina pravilno razporejenih majhnih elementov ima kotno širino večjo od pet stopinj.
- *Stratusi* (lat. stratus, okrajšava St): nizki oblak: siva oblačna plast z enotno bazo, včasih iz nje rosi ali rahlo sneži (ledene iglice ali zrnat sneg), dvignjena megla. Kadar skozenj vidimo sonce, so obrisi Sonca jasno vidni. Včasih se St pojavlja v obliki raztrganih kosmov.
- *Kumulusi* (lat. cumulus, okrajšava Cu): oblaki vertikalnega razvoja, ločeni navadno gosti oblaki, ki se vertikalno razvijajo v obliki kop in kupol, katerih vrhna površina je podobna cvetači, z ravno relativno temno bazo. Osvetljeni so bleščeče beli.
- *Kumulonimbusi* (lat. cumulonimbus, okrajšava Cb): oblaki vertikalnega razvoja, veliki in gosti, močno vertikalno razviti, v obliki visokih stolpov, z ravno bazo in razbrazdanim ali vlaknatim vrhom, v obliki perjanice ali nakovala. To so nevihtni oblaki, pod njimi so raztrgani nizki oblaki in padavine v obliki ploh ali neviht.

Oblake nadalje delimo še na vrste in podvrste, opisujemo pa lahko še dodatne oblike in spremljajoče oblake. Razen pogostih troposferskih oblakov, ki so omenjeni v zgornjem pregledu, poznamo še posebne oblake. V to skupino spadajo oblaki, ki se pojavljajo v stratosferi (biserni in nočni svetleči oblaki), kondenzacijske sledi za letali, orografski oblaki (oblačne kape na gorah) in oblaki, ki so posledica velikih slapov, vulkanskih erupcij, velikih požarov ali eksplozij. Podrobneje so oblaki po rodovih in vrstah popisani v Atlasu oblakov (WMO 1975, HMZ 1995).

6.7 Megla

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

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

6.7.1 Nastanek in vrste megle

Megla pri tleh nastaja skoraj vedno zaradi diabatnega ohlajanja. Večinoma se najprej ohladi podlaga (tla ali voda), od hladne podlage se ohladi še zrak pri tleh. Izjemna je pobočna megla, ki je pravzaprav oblak, nastal ob prisilnem dviganju zraka ob hribih. Puhteča megla nastane zaradi dovoda vlage v zrak.

Radiacijska megla

V jasnem vremenu se zaradi infrardečega sevanja tla ponoči močno ohladijo. Če ni jasno in so v atmosferi oblaki in je tudi drugače veliko vodne pare, potem je ohlajanje tal manjše, saj oblaki in vodna para sevajo IR sevanje navzdol in neto sevalne izgube tal so manjše. Ob jasnem vremenu torej, se na hladnih tleh najprej začne izločati rosa pa tudi plast zraka nad tlemi se postopoma ohladi pod temperaturo rosišča. Voda se kondenzira na aerosolskih kondenzacijskih jedrih, nastane *talna megla*. Višina talne megle je včasih le nekaj metrov, višje stavbe lahko že gledajo iznad meglene plasti. V razgibanem reliefu pride zaradi ohlajanja do šibkih vetrov ob pobočjih in hladnejši megleni zrak se zbira

v kotanjah reliefa: v kotlinah in dolinah nastanejo jezera hladnega meglenega zraka. Megli, ki nastane na ta način, rečemo *kotlinska megla*. V debelejših plasteh kotlinske megle zaradi šibkih vetrov ob stekanju zraka pogosto pride do mešanja spodnjih plasti. Ob premešanju se tam vzpostavi nevtralna temperaturna stratifikacija, temperature se zato spremene v celi plasti. Pojav mešanja spodnje plasti kotlinske megle je še posebno pogost v kotlinah, ki so urbanizirane, saj toplota, ki uhaja iz ogrevanih stavb, povzroča lokalno pregretost (nastane *mestni toplotni otok*).

Nastanek radiacijske megle je vedno povezan z nastankom in razvojem talne temperaturne inverzije. Z nastankom kotlinske megle in njenim mešanjem se inverzija (plast v kateri temperatura z višino narašča) lahko premesti od tal v nekoliko višje plasti atmosfere; govorimo o dvignjeni inverziji. Zaradi mešanja se lahko celo zgodi, da tik pri tleh ni več megle, njen spodnji rob je dvignjen za nekaj deset metrov. Takšno dvignjeno meglo lahko imenujemo tudi *stratus* (vrsta *nebulosus*). Kotlinska megla je v Sloveniji pogosta v predalpskih kotlinah (Ljubljanska, Celjska). Znana področja nižinske megle v naši soseščini so tudi Padska nižina (tam je kotlinska megla kombinirana z morsko) in Koroška.

Adveksijska megla

Adveksijska megla nastane na dva načina.

Obalna ali morska megla nastane, ko vlažen in topel zrak prodre iznad toplejše podlage nad hladnejšo (npr. jeseni in zgodaj pozimi iznad toplega morja nad ohlajen kontinent ali iznad toplega morskega toka nad hladno okoliško morje ali spomladi iznad ogretega kontinenta nad še hladno morje). Zrak se ob hladni podlagi ohladi, nastane nekaj deset metrov debela meglena plast. V Sloveniji in v okolici se takšna megla pojavi jeseni in spomladi v Slovenskem primorju, pa tudi v Istri ter v Furlaniji in v Benečiji. Takšna megla izjemoma seže vse do Vipavske doline.

Puhteča megla nastane, če hladni zrak pride nad toplo vodno (močvirje, reko, jezero, morje) ali vlažno površino (sveže zorano polje). Takšne površine izdatno izhlapevajo, izhlapela voda pa se takoj nad površino spet kondenzira v obliki dvigajoče se megle. Posebno pogosta je puhteča megla pozimi, če so kopna tla pokrita s snegom. Zrak je nad njim hladni, površina vode pa je tedaj bistveno toplejša.

Frontalna megla

Frontalna megla nastane ob padavinah, ob toplih frontah, ko pada sorazmerno topel dež skozi hladni zrak. Tako kot pri puhteči megli izpareva voda z vodnih površin, tako tudi med frontalnimi padavinami tople kapljice izhlapevajo, para pa se v hladnem zraku kondenzira v meglo. Frontalna megla lahko nastane že pri padavinah majhne intenzitete, že pri pršenju ali rahlem dežju. Podoben je nastanek take megle tudi ob intenzivnih padavinah (nalivi, plohe, nevihte), ko kapljice izhlapevajo v zrak. Po nalivu se pogosto pojavi puhteča megla, saj so tla mokra.

Pobočna megla

Pobočna megla nastane ob narivanju vlažnega zraka na obsežno pobočje. Nastane zaradi prisilnega dviga in bi jo lahko klasificirali tudi kot stratus nebulosus ali orografski oblak. Če smo v takšnem ali pa kopastem oblaku v hribih ponavadi rečemo, da smo v megli.

6.7.2 Oblike megle

Adveksijska in radiacijska megla nastajata z diabatnim ohlajanjem od tal in s kondenzacijo v tako ohlajenem zraku. Tako po debelini ločimo *talno meglo*, *meglo z vidnim nebom* in navadno meglo, skozi katero ne vidimo neba ali sonca.

Pri temperaturah pod 0 °C je megla podhlajena. Iz *podhlajene megle* se lahko ob lahkem vetru izloča *mehko ivje* (krhki kristali ivja na predmetih – vejah, travah itd.) ob močnejšem vetru pa na privetrni strani predmetov nastajajo debelejšje in trše obloge *trdega ivja* (primrzovanje podhlajenih kapljic megle ali oblaka).

Pri zelo nizkih temperaturah je megla lahko sestavljena tudi iz ledenih kristalov. Takšne *ledene megle* so ponavadi nizke, skozi se vidi sonce, v horizontalni smeri pa je vidnost zelo zmanjšana. Zaradi ledenih kristalov v ledeni megli opazimo optične pojave (halo, sončni steber).

Pri temperaturah nad 0 °C je v megli včasih toliko kapljic, da se ob vetru iz megle začne na predmetih izločati voda. Na rastlinah, na travi, na drevju, posebno še na iglicah, se nabirajo meglene kapljice, z iglic voda kaplja na tla ali pa teče po deblu navzdol. Pojav imenujemo *meqlena moča*.

Če je od nastanka megle minilo že dovolj časa in je meqlena plast dovolj debela, potem iz megle včasih prši. Če je pršenje pri temperaturah pod 0 °C, potem pride do poledice ali žleda.

6.7.3 Razkroj megle

Megla lahko izgine, izhlapi, se razkroji ali se preoblikuje. Frontalna megla ponavadi izgine s prenehanjem padavin, pobočna megla pa je stratus nebulosus. Adveksijska in radiacijska megla pogosto vztrajata tudi potem, ko preneha vzrok njunega nastanka (advekcija vlažnega zraka, radiacijsko ohlajanje). Radiacijska in kotlinska megla in z njima povezana inverzija se lahko razkrojita in izgineta zaradi naslednjih mehanizmov:

- Diabatno ogrevanje zraka zaradi sončnega obsevanja: razkroj je možen le tedaj, če je sonce dovolj močno (spomladi in poleti) in je plast megle dovolj tanka. Sonce skozi meglo segreje tla, toplota se s konvekcijo prenese v megleni zrak. Zaradi lokalnega mešanja megla razpade na kosme in izgine. Na tak način prej izgine megla na prisojnih pobočjih kotline, kot pa nad njenim dnom. Ker je megla bela, odbija precej vpadlega sončnega sevanja, tako da je za segrevanje tal na voljo le manjši del energije. Pozimi sončno sevanje večinoma ni dovolj izdatno, da bi dovedlo dovolj energije za razkroj megle, posebno še, če so tla pokrita s snegom, tedaj se tla od sonca le malo segrejejo. Pozimi je razen tega svetli del dneva kratek, noč pa dolga, tako da je nočna izguba toplote zaradi IR sevanja večja od dnevnega sončnega dovoda: megla se čez dan ne razkroji in lahko vztraja več dni in noči zaporedoma.
- Dovod hladnejšega zraka: Ob megli je pri tleh in v kotlinah še hladen zrak. Če se zaradi vremenske spremembe (ponavadi zaradi hladne fronte) v višjih plasteh ozračja nad kotlino pomakne še hladnejši, a dokaj suh zrak, ta izrine hladni megleni zrak iz kotline. Megla izgine, vendar je zelo verjetno, da bo tudi v novem hladnem zraku ponovno nastala, posebno še, če prehodu hladne fronte sledi obdobje mirnega anticiklonalnega vremena.
- Povečanje hitrosti vetra: nad meglenim območjem se lahko okrepi veter. Pri tem ni nujno, da je veter hladnejši od zraka pri tleh ali v kotlini, zadošča že, če je hitrost vetra dovolj velika ali pa da se povečuje. V tem primeru pride do turbulentnega razkroja megle: zrak nad meglo se meša z meglenim zrakom in megla postopoma od zgoraj navzdol izgine. Tak razkroj se pogosto opazi ob vetrovnem vremenu, na ta način izginejo obsežne kotlinske megle pred prihodom tople fronte.
- Transformacija megle v stratus: če v megli pride do mešanja, (npr. zaradi vetra nad njo ali zaradi toplotnega otoka nad mestom), potem se v megli vzpostavi nevtralni temperaturni gradient: spodnja plast zraka se

ogreje, pogosto nad rosišče, megla pri tleh izgine. Zgornja plast zraka se ohladi, tam megla postane gostejša. Ker pri tleh ni več megle, je nekoliko višje sedaj stratus. Ta včasih zaradi nadaljnega mešanja razpade v stratokumulus.

6.8 Padavine

Oblaki nastajajo ob vtekočinjanju ali depoziciji vodne pare na kondenzacijskih jedrih aerosola. Oblačni delci so majhni (tipični radij je $10 \mu\text{m}$) in v mirnem ozračju tako počasi padajo (hitrost padanja je okoli 1 cm/s), da se zdi, da v zraku lebdi. Zračni tokovi kapljice nosijo s seboj po ozračju tako v vertikalni kot v horizontalni smeri. V oblakih nastajajo tudi padavine. Da pride do nastanka padavin, morajo delci v oblaku zrasti do velikosti padavinskih kapljic in padavinskih snežnih kristalov.

6.8.1 Mehanizmi nastanka padavin v oblakih

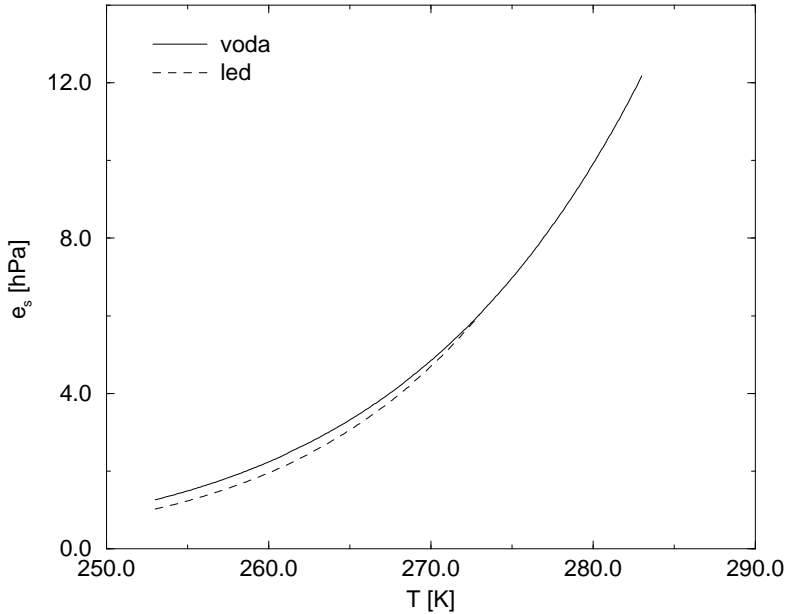
Za nastanek padavin sta pomembna dva procesa.

Najprej bomo opisali proces *rasti ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic*. V večini debelih (vertikalno razsežnih) oblakov zmernih širin (Cu cong, Cb, Ns) so v različnih višinah različni oblačni delci: na vrhu oblaka so ledeni oblačni kristali, v sredini podhlajene oblačne kapljice, nizko nad bazo pa nepodhlajene kapljice. Oblačni delci so v termodinamskem ravnotežju z okolišnim zrakom, okoli njih je nasičen parni tlak. Nasičeni parni tlak je odvisen od temperature, pa tudi od tega, za kakšno fazno spremembo gre. V Clausius-Clapeyronovi enačbi

$$e_s(T_d) = e_{so} \exp\left(\frac{h}{R_v} (1/T_0 - 1/T)\right) \quad (6.55)$$

v eksponentu poleg temperature nastopa tudi latentna toplota h . Ta je pri kondenzaciji vodne pare v podhlajeno vodo enaka izparilni (kondenzacijski) latentni toploti h_i in različna od depozicijske (sublimacijske) latentne toplote h_s za prehod iz pare v led. Pri temperaturah pod lediščem, pri katerih je voda lahko podhlajena ali pa zmrznjena, je pri isti temperaturi nasičeni parni tlak nad podhlajeno tekočo vodo večji od nasičenega parnega tlaka nad ledom.

Če se torej zgodi, da se ledeni oblačni kristal pojavi v kakem področju oblaka, v katerem so tudi podhlajene oblačne kapljice, bo okolišni zrak za ledeni kristal prenasičen. Na kristalu se bo zaradi tega začela izločati (deponirati) vodna para, kristal se bo nekoliko ogrel zaradi sproščanja latentne toplote. Ta toplota bo odtekala (difundirala) v okolico, iz okolice pa bo na



SLIKA 6.16: Nasičeni parni tlak nad vodo in nad ledom pri negativnih temperaturah.

kristal z difuzijo pritekala vodna para. Zaradi depozicije vodne pare na ledeni kristal v okolici parni tlak pade in za kapljice je novi parni tlak že nenasičen. Podhlajene kapljice zato izhlapevajo, para pa se na kristalu deponira v led. Rečemo lahko, da ledeni kristal raste na račun izhlapevanja podhlajenih kapljic. Z depozicijo nastanejo večinoma pravilni heksagonalni kristali, posamezne šesterooglate ploščice in razvejane snežinke (dendriti). Ledeni kristal postane zaradi depozicije tako velik, da postane njegova hitrost padanja večja od hitrosti padanja kapljic in tako pada v vse nižje plasti oblaka.

V zmernih geografskih širinah v višjih delih oblaka vedno sneži, kakšne padavine pa bodo prispele do tal, je odvisno od temperaturnih in vlažnostnih razmer. Rast ledenih kristalov na račun podhlajenih kapljic je bistveni vzrok za nastanek padavin v razmeroma hladnih oblakih.

Razen omenjenega procesa v hladnih oblakih je za nastanek padavin pomemben tudi proces *koalescence* (*zlivanja*) kapljic. Natančna matematična obravnava tega procesa je zelo zahtevna, zato ga bomo tu razložili le opisno.

Recimo, da so v oblaku zaradi kakšnega vzroka naenkrat prisotni različno veliki delci. Razlogi za njihov nastanek so različni. Lahko nastanejo zaradi prehajanja pare s podhlajenih kapljic na ledene kristale, kot smo omenili v prejšnjem odstavku. Nastanejo lahko tudi zaradi različnih kondenzacijskih

jeder. V zelo topli tropski troposferi nastajajo različno velike kapljice tudi zaradi vplivov ukrivljenosti površine kapljic na spremembe nasičenega parnega tlaka. Nad različno velikimi kapljicami je nasičeni parni tlak nekoliko različen: nad majhnimi kapljicami je višji, nad večjimi je manjši. Razlog za razlike v nasičenem parnem tlaku nad različno ukrivljeni površinami tekoče vode je v tem, da je pri majhnih kapljicah površinska napetost razmeroma pomembna, pri velikih pa ne. Če torej vse kapljice v oblaku niso enako velike, potem je nasičeni parni tlak v okolici majhnih kapljic za nekoliko večje kapljice že prenasičen: na velikih kapljicah se začne izločati vodna para in velike kapljice počasi rastejo. Ker se na večjih kapljicah izloča vodna para, jo je v zraku manj in za majhne kapljice postane zrak nenasičen: majhne kapljice lahko malo izhlapijo, postanejo še manjše. Proces prehajanja vode z majhnih kapljic k večjim je počasen, saj so razlike v nasičenem parnem tlaku majhne. Z opisanim procesom se razporeditev kapljic po velikosti postopoma spremeni, tako da se povečuje delež večjih kapljic.

V oblaku, kjer so prisotni padavinski delci različnih velikosti, lahko pride v oblaku do zlivanja kapljic. Do zlivanja prihaja zaradi trkov med kapljicami, ki padajo z različnimi hitrostmi. Končna ravnovesna hitrost padanja kapljice v zraku je pri turbulentnem toku:

$$w_t = \sqrt{\frac{8}{3} \frac{g}{c_u} \frac{\rho_a}{\rho} r}.$$

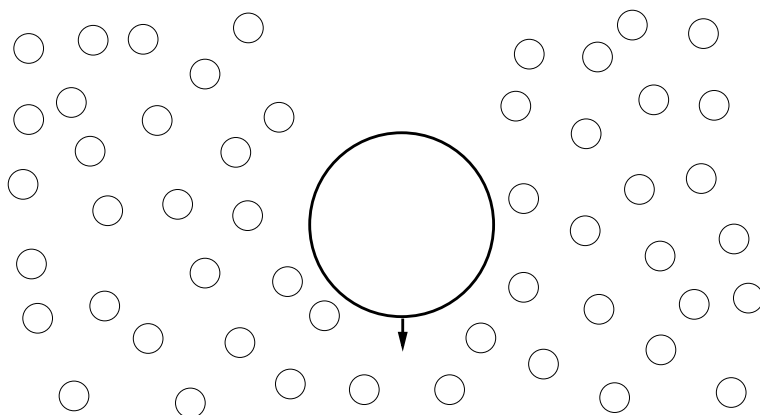
Velike kapljice ali veliki ledeni kristali torej padajo hitreje od majhnih. Zaradi večje hitrosti padanja veliki delci dohitevajo manjše in se zaletavajo vanje. Pri tem se male kapljice večinoma pripojijo in večji delec še bolj naraste (pojav imenujemo zlivanje, s tujko pa koalescenca). Pri zlivanju velikih in majhnih delcev so pomembne tudi električne lastnosti kapljic in kristalov. Prav tako je pomembna tudi oblika toka okoli velikega delca, saj je tok okoli velikega delca ponavadi turbulenten.

Med padanjem torej velika kapljica pobriše majhne kapljice v precejšnjem delu prostornine oblaka, skozi katerega pada. (Glej sliko 6.17!) Velika kapljica raste in upor zraka na kapljico postaja vse večji. Oblika velike kapljice se spremeni: če za majhne kapljice še velja, da so skoraj kroglaste, pa so velike kapljice vertikalno sploščene, diskaste. Z naraščanjem mase kapljice se kapljica horizontalno že tako splošči, da se kmalu razleti v več manjših kapljic, ki pa so glede na oblačne kapljice še vedno velike. Vsaka od teh novih kapljic nadaljuje rast z zlivanjem. Na ta način kapljice hitro rastejo in se z razletavanjem množijo.

Z zlivanjem kapljic nastajajo padavine v oblakih, ki so sestavljeni iz oblačnih kapljic (te so lahko podhlajene ali pa tudi ne), in in padavinskih kapljic,

ki hitro padajo skozi oblak. Te rastejo na račun kapljic, ki se z njimi zlivajo. Za nastanek takih padavin mora biti v oblaku prvotno vsaj nekaj nekoliko večjih kapljic (ali snežnih kristalov), da se proces lahko začne. Hkrati mora biti oblak dovolj vodnat in debel (vertikalno razsežen), da se kapljice pri zlivanju lahko dovolj odebele.

Podobno se pojavi koalescenca tudi tedaj, če večji ledeni kristal pada skozi zrak, v katerem so oblačne kapljice. V tem primeru oblačne kapljice primrzujejo na ledeni kristal. Na kristalu se nabira ivje, temperatura kristala pa zaradi zmrzovanja narašča proti ledišču. Na enak način prihaja tudi do sprejemanja razvejanih snežnih kristalov v snežene kosme. Večji kristali padajo hitreje od drobnih, drobni kristali se zatikajo v izrastke velikih, hkrati pa pride še do ivjenja. Nasprotno pa so neučinkoviti trki ploščatih nerazvejanih snežnih kristalov med seboj, ti se pri trku odbijejo in se ne združijo v večje kosme.



SLIKA 6.17: Zaradi hitrejšega padanja velike kaplje dohitevajo manjše oblačne kapljice in ob trku se oblačne kapljice zlijejo z veliko kapljo.

Ko pride snežinka ali snežni kosom v toplejše področje oblaka, kjer so temperature nad lediščem, se padavinski delec začne na površini taliti. Pri tem je potrebno snežnemu kosmu dovesti toploto, ki jo dobi z ohlajanjem okolišnega zraka. Zrak se ohlaja proti ledišču, zato se višina izoterme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ spušča vedno nižje. Taljenje se nadaljuje, ko snežni kosom pade pod bazo oblaka: snežni kosom se tali, pa tudi izhlapeva, temperatura zraka se znižuje, višina temperature ledišča se spušča vse nižje. Tudi dežna kaplja, ki pade iz oblaka, v nenasičenem zraku pod oblakom izhlapeva in ga hladi. Hladni zrak, nastal z izhlapevanjem padavin, je težji od okolišnega in se zaradi tega začne hitro spuščati. Pod oblaki z intenzivnimi padavinami se pogosto pojavi nevihtni piš. Včasih pa je zrak pod oblakom tako suh, da padavinski elementi

izhlapijo, preden pridejo do tal. V takem primeru opazimo iz oblakov viseče *virge* (padavine, ki ne pridejo do tal).

6.8.2 Vrste padavin

Padavine opazujemo pri tleh. Ločimo tekoče in trdne padavine. Tekoče padavine so:

- *Pršenje*: so drobne kapljice (s premeri med 0,2 mm in 0,5 mm). Pogosto prši iz oblakov stratus (St) ali Ns. Včasih so kapljice pršenja podhlajene in zmrzujejo ob stiku s tlemi ali predmeti, tako nastane poledica ali požled.
- *Dež*: so debelejšje kaplje (s premeri nad 0,5 mm). Padajo iz oblakov rodov nimbostratus (Ns), kumulus (Cu cong) ali kumulonimbus (Cb). Včasih je dež podhlajen in ob stiku s predmeti zmrzne, nastaneta poledica ali požled. Če dežuje iz Ns so padavine ponavadi enakomerne, intenziteta pa se lahko spreminja. Včasih so med padanjem tudi časovni presledki brez dežja. Dež, ki pada iz Cb ali Cu cong, je ponavadi bolj neenakomeren, pada v obliki nalivov.

Trdne padavine so:

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

Poleg padavin, ki priletijo na tla iz oblakov, spadajo k padavinam še: *rosa*, *zmrznjena rosa*, *slana*, *mehko ivje*, *trdo ivje* in *meglena moča*.

6.8.3 Nastanek sodre in toče, požleda in zaledenitve

Sodra in toča nastajata v nevihtnih oblakih kumulonimbusih (Cb) na podoben način. Tako kot za nastanek snega in dežja, je tudi za nastanek sodre in toče potrebno, da so v višjem delu oblaka ledeni kristali, v srednjih delih pa podhlajene kapljice. Ledeni kristali med padanjem skozi okolico s podhlajenimi kapljicami rastejo na njihov račun, nastajajo vse večje in večje snežinke. Te tvorijo v zrnu sodre ali toče beli led (porozen, razmeroma lahek, v njem je veliko zraka). Včasih je oblak tako vodnat, da podhlajene kapljice ne morejo zmrzovati dovolj hitro in na zrnu se nabere vodena obloga. Ta zmrzne pri dviganju zrna v hladnejše dele oblaka, nastane trd in gostejši prozorni led. Ko pride zrno v spodnji del oblaka, se tam delno stali. V izrazitem kumulonimbusu se lahko zgodi, da takšno delno staljeno zrno zgrabi vzgornik in ga odnese še enkrat v višje dele oblaka. Ledeno zrno pri poti navzgor pobira podhlajene kapljice, ki so mu na poti, prav tako se nanj prilepajo podhlajene kapljice tudi pri naslednji poti navzdol: nastane še večje ledeno zrno. Če takšno ledeno zrno pade iz oblaka, se pod oblakom malo stali; dobimo ledeno zrno, prevlečeno s plastjo vode. Če ledeno zrno nekajkrat ponovi pot gor in dol skozi oblak, se na njem lahko nabere veliko ledu, vsaka posamezna plast se pri padcu v spodnje plasti oblaka malo natali. Število plasti v zrnu pove, kolikokrat je zrno potovalo gor in dol po oblaku. Sčasoma postane zrno tako veliko, da ga niti močni vzgorniki v kumulonimbusu ne morejo več držati v oblaku in zrno toče pade iz oblaka.

Hitrosti padanja zrna toče so velike, saj imajo zrna velike radije, poškodbe, ki jih povzroči zrno na rastlinstvu in predmetih, pa so odvisne od kinetične energije, torej od mase zrna in od kvadrata hitrosti padanja.

V meteorološkem smislu je *žled* (*požled*) gladka, običajno prozorna ledena prevleka na predmetih. Nastane z zmrzovanjem podhlajenega rosenja ali dežja na površini, ki ima temperaturo pod lediščem ali okoli njega. Nastane pa lahko tudi s primrzovanjem kapljic s temperaturo nad lediščem na tla ali predmete, katerih temperatura je pod lediščem.

Prvi proces (primrzovanje podhlajenih kapljic na hladno podlago) lahko povzroči nastanek debele ledene plasti, led na predmetih ostane. Drugi proces (primrzovanje toplejših kapljic na mrzlo podlago) povzroči nastanek prehodne ledene obloge, ki ob nadaljevanju toplih padavin postopno izgine. Seveda velja to le tedaj, ko so padavine dovolj intenzivne in dovolj dolgotrajne. Pri rahlih toplih padavinah na zmrznjene predmete ledena plast ostane.

Pršenje in dež (oboje navadno ali podhlajeno) se med seboj razlikujeta po velikosti kapljic in po intenzivnosti padavin. Glede na to, da pršenje sestavljajo manjše kapljice in da je njegova intenziteta manjša, je pogostejše, da požled nastane ob pršenju kot ob dežju. Požled ob dežju je sicer bistveno bolj očiten, led lomi drevje, trga električno napeljavo in podobno, požled ob pršenju pa se ponavadi opazi le na gladkih površinah (npr. na avtomobilskih strehah, na cesti itd.) Značilno za požled je, da se pojavi le v neki plasti nadmorske višine; višje ponavadi sneži, nižje pa so temperature zraka dovolj visoke, da se kapljice ogrejejo nad ledišče že v zraku.

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

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

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

$$\begin{aligned} m_z c_p T + m_a c_a T_k + (m_z + m_a) v^2 / 2 f(P_r) = \\ = m_z c_p T_{krila} + (1-x) m_a c_a T_{krila} + x m_a c_l T_{krila} - x m_a h_t. \end{aligned} \quad (6.56)$$

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

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

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

$$\Delta T = T_{krila} - T = \frac{v^2}{2c_p} f(P_r). \quad (6.57)$$

*

6.8.4 Padavinski pojavi

Padavine se pojavljajo v različnih oblikah in z različnimi intenzitetami (jaskostmi). Če se intenziteta padavin spreminja počasi, potem govorimo o dežju,

snegu, sodri in ostalih padavinah, omenjenih v prejšnjih odstavkih. Če se padavina začne nenadoma, pada iz konvektivnega oblaka in nenadoma preneha, potem govorimo o *plohah*. Izraz ploha sam pomeni ploho dežja, v hladnem delu leta se včasih pojavijo snežne plohe ali plohe dežja s snegom. Govorimo tudi o plohah sodre, babjega pšena. Ploha je močna, ko je naliv padavin izrazit.

Če padavine padajo iz nevihtnega oblaka Cb, so intenzivne, časovno omejene in jih spremljajo še bliskanje in grmenje, potem govorimo o *nevihtah*. V nevihti lahko pada dež, opazimo pa lahko tudi snežne nevihte, nevihte s sodro in s točo. Nevihte včasih spremljajo še posebni pojavi kot so *trombe* ali pa tudi *tornadi*.

6.8.5 Izračun količine padavin

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

* Obravnavajmo zrak v oblaku v volumnu $\Delta V = S\Delta z$, v njem maso zraka $\Delta m = \rho S\Delta z$ in nasičeno maso vodne pare $\Delta m_s = \rho_s S\Delta z$. Predpostavimo, da se vsa kondenzirana voda izloči iz tega volumna v obliki padavin. Upoštevamo adiabatno energijsko enačbo za nasičen zrak:

$$0 = \Delta m c_p dT - \Delta V dp + h_i d(\Delta m_s). \quad (6.58)$$

Gledamo, koliko je zaradi kondenzacije v časovni enoti nastalo tekoče vode in koliko se je ob tem zmanjšala količina vodne pare:

$$0 = \rho S \Delta z c_p \frac{dT}{dt} - S \Delta z \frac{dp}{dt} + h_i \frac{d\Delta m_s}{dt}. \quad (6.59)$$

Upoštevamo, da je $d\Delta m_s = -d\Delta m_a$; tu je m_a masa tekoče vode: $h_i \frac{d\Delta m_a}{dt} = \rho S \Delta z c_p \frac{dT}{dt} - S \Delta z \frac{dp}{dt}$. Vemo, da je nasičena adiabatna temperaturna sprememba za faktor β manjša od nanasičene: $\frac{dT}{dt} = \frac{dT}{dz} \frac{dz}{dt} = -\beta \frac{g}{c_p} \frac{dz}{dt}$. Pravtako vemo, da se zrak razpenja zato, ker se tlak v njem prilagaja okolišnjemu tlaku $\frac{dp}{dt} = -\rho g \frac{dz}{dt}$, ter upoštevamo hitrost dviganja zraka $\frac{dz}{dt} = w$. Tako dobimo:

$$\frac{1}{S} \frac{d\Delta m_a}{dt} = \frac{1}{h_i} (\rho g w - \rho \beta g w) \Delta z = \frac{g}{h_i} \rho (1 - \beta) w \Delta z. \quad (6.60)$$

Če hočemo dobiti količino padavin, ki pade iz vsega oblaka na enoto ploskve S , moramo upoštevati prispevke vseh delov oblaka po višini, torej integriramo po vsej višini oblaka od baze do vrha. Intenzivnost padavin RR pa je prav masni tok tekoče vode m_a na ploskev S , zato:

$$RR = \frac{1}{S} \frac{dm_a}{dt} = \frac{g}{h_i} \int_{\text{baza}}^{\text{vrh}} \rho(z) (1 - \beta) w dz. \quad (6.61)$$

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

$$RR = \frac{g}{h_i} \bar{\rho} (1 - \beta) \bar{w} H. \quad (6.62)$$

*

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

6.9 Voda na zemeljskem površju in v tleh

Približno 7/10 vsega površja Zemlje prekriva voda, 3/10 pa je kopnega. Masa vode v morjih, jezerih in rekah je za sedem velikostnih redov večja od mase vode v zraku. Velika večina vode je v tekočem stanju, manjši del pa tudi v trdni obliki (led in sneg, predvsem v polarnih območjih). Vodne, posebno še morske površine so tudi še pomembni rezervoarji toplote, saj je toplotna kapaciteta vode velika, hkrati pa se zaradi mešanja segrevajo in ohlajajo velike količine vode. Voda prehaja iz morij, jezer in kopnega z izhlapevanjem (malo tudi s sublimacijo) v atmosfero, iz atmosfere pa se na površje zemlje odlaga s padavinami in malenkostno tudi s kondenzacijo (rosa) in z depozičijo (slana).

Poleg vode v morjih, jezerih in rekah je nekaj tekoče vode tudi v prsti in trdnih tleh. Voda v prsti in v kamninah je vezana na različne načine, tako da sta njeno izhlapevanje in možnost uporabe za rastline različna. Rastline črpajo vodo iz prsti, voda pa iz rastline izhlapeva, tako da je celotna izguba vode na poraščenih tleh različna od tiste na neporaščenih. Rastline so poleg tega sposobne regulirati izgubo vode glede na svoje fiziološko stanje. Skupnim izgubam vode iz poraščenih tal pravimo *evapotranspiracija*. Ponavadi je evapotranspiracija večja od evaporacije iz neporaščenih tal.

Oblike vode na trdnih tleh in v njih so:

- *lužje*: tla so prekrita z vodo, ki lahko izhlapeva v odvisnosti od parnega tlaka v okolici in intenzivnosti mešanja zraka nad tlemi, padavinska voda iz luž razen tega pronica v tla.
- *gravitacijska voda*: so kapljice vode, ki počasi drsijo skozi teksturo prsti. To vodo rastline lahko uporabijo, pretvarja pa se tudi v ostale oblike vode v tleh; gravitacijska voda delno izhlapeva v ozračje.

- *kapilarna voda*: je voda, ki je vezana v pore v posameznih elementov prsti. Tudi to vodo rastline lahko uporabijo. Izhlapenje v ozračje je pri kapilarni vodi zmanjšano zaradi kapilarnih učinkov.
- *higroskopna voda*: je tanka plast vode, ki obdaja delce prsti. Ta voda je pogosto koloidno vezana na organske materiale in je rastlinam težje dostopna. Izhlapeva le težko in še to le ob sušah.
- *vezana voda v prsti*: nekatere snovi, iz katerih so sestavljeni delci prsti, so higroskopni in vežejo vodo. Ta voda se lahko loči od materiala le v izjemnih meteoroloških razmerah (visoke temperature in zelo suh zrak), ko se ob izjemnih sušah poruši struktura prsti.
- *podtalnica*: je voda, ki se nabere pod prstjo, pogosto v prodatih plasteh. Nastane deloma z akumulacijo gravitacijske (padavinske) vode, deloma pa z podtalnimi dotoki (infiltracija rek v prod). Rastlinam večinoma ni dostopna (razen če je podtalnica plitva in so drevesne korene globoke). Ne izhlapeva.
- *skalna votlinska voda*: je padavinska in rečna voda, ki se nabira v kraških votlinah. Za izhlapevanje in evapotranspiracijo ni pomembna.
- *led v tleh*: je gravitacijska voda, ki zaradi nizkih temperatur zraka in tal zmrzne.
- *zmrznjena tla*: so zmrznjena gravitacijska in kapilarna voda. Zmrznjene so lahko tudi debelejšje plasti prsti in kamnin (lahko tudi iz nedavne geološke preteklosti – iz časa ledenih dob). V subarktičnih in arktičnih predelih pravijo takšnim tlem *permafrost*. V zmernih geografskih širinah prst zmrzuje pozimi od površja navzdol, globina zmrzovanja je predvsem odvisna od prisotnosti in od debeline snežne odeje. Najgloblje tla zmrznejo, če so ob hudem dolgotrajnem mrazu tla brez snega.
- *snežna odeja* (o njej v posebnem poglavju).
- *ledeniki*.
- *led na tleh*: je pomemben predvsem na cestnih površinah; led nastane lahko na različne načine zaradi:
 - poledice in požleda nastalega zaradi padanja podhlajenega dežja ali podhlajenega pršenja;

- poledice in požleda nastalega zaradi zmrzovanja dežja ali pršenja na hladnih predmetih in hladnih tleh;
- zmrzovanja luž padavinske vode (na vozišču);
- zmrzovanja snežne kaše;
- zmrzovanja vode nastale zaradi taljenja (npr. občestnih kupov snega);
- zglajenega in zbitega snega;
- depozicije vlage na podhlajenih objektih;
- ivjenja in slane;
- zmrznjene rose.





















6.10 Snežna odeja

Za nastanek snežne odeje so potrebne padavine v trdni obliki. Na spremembe v snežni odeji, na njeno sesedanje, preobrazbo snežnih kristalov in končno na taljenje, pa bistveno vplivajo veter, tekoče padavine, sončno sevanje in temperaturne razmere v zraku in v snežni odeji.

Trdne padavine se odlagajo na tleh v plasteh. Najbolj navadna trdna padavina je sneg, pri čemer je oblika, velikost in razvejanost posameznega snežnega kristala (snežinke) predvsem odvisna od temperaturnih in vlažnostnih razmer v oblaku, kjer je kristal nastal in rasel. Snežni kristali se med padanjem zlepljajo z oblačnimi kapljicami, tako da na površini kristalov nastaja ivje. Snežni kristali se pri temperaturah blizu ledišča lahko zlepljajo tudi med seboj, nastanejo snežni kosmi. Včasih tvorijo plasti v snežni odeji tudi sodra, babje pšeno ali zmrznjen dež. Novo zapadli sneg je večinoma rahel, saj je njegova gostota med 50 kg/m^3 (suh hladen pršič) pa do 300 kg/m^3 (južen sneg, ki je padal z dežjem).

6.10.1 Mehanske spremembe v snežni odeji

Snežni kristali se začno takoj ob padcu na tla spreminjati. Ob trku s tlemi ali starim snegom se snežni kristali razlomijo, predvsem se odlomijo krhki izrastki. Snežni kristal, ki prileti na površje snežne odeje, se zatakne s svojimi izrastki ob izrastke drugih kristalov; pravimo, da se sneg sprijema. Na začetno sprijemanje snežink močno vpliva tudi veter. Če piha močnejši veter, je sprijemanje snega še posebno izrazito, kristali se med seboj zlepljajo. Zlepljanje je posledica regelacije. To je proces, pri katerem se pod pritiskom površina ledu stali, nato pa spet zmrzne, kot posledica izravnave temperature. Veter

ploščica		
zvezdica		
stebriček		
igla		
prostorski kristal		
stebriček s ploščicama		
nepravilni kristal		
babje pšeno		
zmrznjen dež		
toča		

SLIKA 6.18: Osnovne oblike snežnih kristalov in njihove oznake.

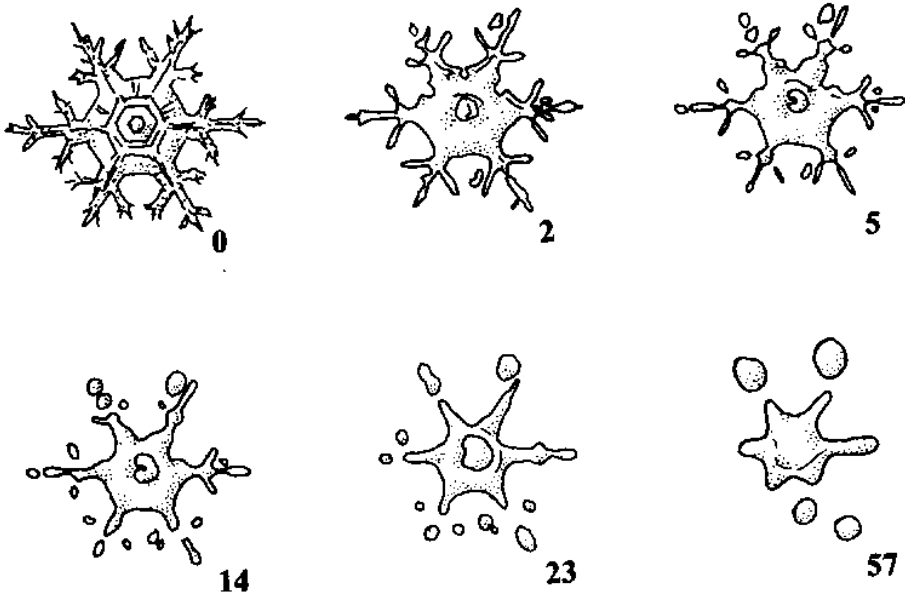
prenaša padajoče snežinke, pa tudi med sneženjem ali po njem erodira snežno odejo, trga posamezne kristale s podlage in jih nosi po zraku (živi sneg) ter jih odlaga v zavetrnih legah. Tako nastanejo erozijske oblike *zastrugi* in depozicijske oblike: *zameti*, *klože* (obširni zameti na pobočjih) in *opasti* (zameti na zavetrni strani grebenov, pogosto previsni). V zametih so snežni kristali med seboj dobro sprijeti, zato se pogosto cela kloža obnaša kot krhko togo telo.

Novejše plasti v snežni odeji s svojo težo pritiskajo na globlje ležeče plasti snega. Če je snežna odeja na pobočju, poleg stiskanja (kompresije) nastopajo tudi strižne sile med posameznimi plastmi.

6.10.2 Izotermna preobrazba snežne odeje – zrnjenje in srenjenje

Snežni kristali se ob stiku s snežno odejo mehansko deformirajo, takoj zatem pa se začne tudi preobrazba snežnih kristalov v zrna. *Zrnjenje* je posledica tega, da je nad izrastki kristala (konveksne oblike, predvsem konice) večji nasičen parni tlak kot nad vdolbinami v kristalu (konkavne oblike). Vodna para zaradi razlik v nasičenem parnem tlaku difundira iz območja delov kristala, kjer je parni tlak večji, k delom kristala z nižjim nasičenim parnim tlakom. S tem se nad konveksnimi deli kristala parni tlak zmanjša pod nasičenega in konica kristala sublimira, nad konkavnimi deli kristala pa se parni tlak poveča nad nasičenega in para se tam deponira. Prihaja torej do toka vodne pare s konveksnih h konkavnim delom kristala, ki traja toliko časa, dokler ni ukrivljenost celotne površine kristala enaka: iz razvejanega kristala nastane kroglasto ledeno zrno. Skupna masa ledu je v kristalu pred začetkom preobrazbe in v zrnu po končani preobrazbi enaka, spremeni pa se prostornina, ki jo kristal obvladuje: v razvejanem kristalu je led razporejen tako, da je med izrastki veliko zraka, zrno snežne odeje pa je okroglo brez bistvenih izboklin. Ker se spremeni prostornina, ki jo obvladuje posamezno zrno, se spremeni tudi volumen celotne snežne odeje: snežna odeja se med zrnjenjem poseda.

Sočasno z zrnjenjem poteka tudi povezovanje posameznih zrn. Če se dve zrni tiščita, je med njimi konkavna špranja, v katero se deponira vodna para. Zaradi te depozicije nastane med dvema zrnoma leden mostiček. Zrna se povezujejo z mostički na vse strani in celi deli snežne odeje se povežejo med seboj. Povezovanju zrn v snežni odeji pravimo tudi *srenjenje*, končni rezultat tega je oblika snega, ki jo imenujemo *sren* (srenec). Zrnjenje in srenjenje potekata hitreje pri temperaturah, ki so blizu ledišča, in počasneje, če so temperature zelo nizke, saj so nasičeni parni tlaki odvisni od temperature. Za potek zrnjenja je najugodnejše, če se temperatura po sneženju nekaj dni bistveno ne spreminja ali pa da se celo dviga.



SLIKA 6.19: Izotermalna preobrazba snežnega kristala – zrnjenje v odvisnosti od časa. Oblika snežnega kristala se postopoma spreminja. Številke označujejo število dni od začetka preobrazbe.

6.10.3 Odjuga

Z izrazom *odjuga* poimenujemo nekaj različnih procesov v snežni odeji, ki so povezani z njenim taljenjem.

- *Dnevna odjuga*: zaradi sončnega sevanja se površina snežne odeje čez dan nekoliko stali: najprej se stalijo najdrobnejši kristali in zrna oziroma ledeni mostički med zrni. Na površju snežne odeje nastane kašasta mešanica ledenih zrn in vode. Plast odjužene kaše je sprva tanka, a se čez dan debeli. Del vode pronica v snežno odejo in vlaži zrna tudi v globljih plasteh. Ponoči, posebno še v jasnih nočeh, se snežna odeja na površju močno ohladi in kaša ledenih zrn in vode zmrzne v ledeno plast, imenovano *osrenica*, pogosto zmrzne tudi voda, ki je pronicala v nižje plasti. Zjutraj je sneg trd in poledenel, čez dan pa se ob ponovnem sončnem vremenu površina ponovno stali. Z zaporednim taljenjem in zmrzovanjem vršne plasti snežne odeje postajajo vse bolj trde, ledene in povezane. Dnevna ali druge kratkotrajne odjuge površino svežega snega prekrijejo z ledeno osrenico in pod njo ostane novi sneg lahko še precej časa neosrenjen.

- *Deževna odjuga*: snežna odeja se lahko tali tudi zaradi dežja s temperaturo nad lediščem. Topli dež tali ledena zrna in ledene mostičke med njimi. Pri tem se tekoča voda hitro ohladi na temperaturo ledišča. Če so ob padanju toplega dežja visoke tudi temperature zraka, potem se lahko ojužijo (spremene v kašo ledenih zrn in vode) tudi debelejši plasti snežne odeje. Del tekoče vode iz ledene kaše pronica tudi v globlje plasti in tam rahlja vezi med zrn in med plastmi. Pronicanje vode se ponavadi zaustavi na ledenih plasteh v snežni odeji, voda pa ponavadi odteka vzdolž teh plasti. Če po deževni odjugi nastopi ohladitev, potem snežna odeja od zgoraj navzdol zmrzne, zmrzne tudi voda, ki je pronicala skozi sneg. Če se je z dežjem ojužila debela plast snega, ohladitev povzroči zmrznitev le najvišjih plasti snežne odeje, medtem ko v notranjosti lahko še nekaj dni ostane snežna kaša. Če po dežju na snežno kašo pade svež sneg, se ta s snežno kašo dobro poveže, vendar debelejši plasti novega snega preprečujejo učinkovito ohlajanje snežne kaše v spodnjih plasteh, tako da snežna kaša le počasi zmrzuje.
- *Pomladna odjuga* je ponavadi kombinacija dnevne odjuge brez nočnega zmrzovanja, deževne odjuge in odjuge zaradi toplega zraka. V pomladnih mesecih je sončno obsevanje dovolj močno, da čez dan ojuži debele plasti snega. Če so tudi nočne temperature zraka nad lediščem, če je zrak dovolj vlažen (nad lediščem mora biti tudi temperatura mokrega termometra), snežna odeja tudi ponoči ne zmrzne in taljenje se iz dneva v dan stopnjuje. Če ob tem še toplo dežuje in ves čas piha topel veter, potem se snežna odeja na tleh pospešeno tali in izgineva. Snežnica pronica vse do tal, tam se vpija v prsti. Če pa so tla zmrznjena, potem snežnica pogosto teče po površini tal pod snegom, dokler se tla ne odtajajo.

6.10.4 Gradientna preobrazba snežne odeje – sreženje

Snežna odeja je dober toplotni izolator, saj je v njej ponavadi veliko negiblji-vega zraka. Čim manj je sneg gost in zbit in čim manj je v snegu vode, manjša je njegova toplotna prevodnost. Zaradi dobre toplotne izolacije, ki jo predstavlja snežna odeja, so temperature v globini snežne odeje, posebno pa še blizu tal, pogosto blizu ledišča. Tla so pod debelo snežno odejo ponavadi nezmrznjena. Zaradi močnega infrardečega ohlajanja v jasnih nočeh se zgornje plasti snega lahko močno ohladijo. Zgornje plasti snežne odeje se lahko ohlajajo tudi zaradi hladnega vetra nad njimi. Med zgornjimi in spodnjimi plastmi snežne odeje so zaradi tega precejšnje temperaturne razlike. Vertikalni temperaturni gradient je posebno izrazit, če je snežna odeja tanka. Posamezne plasti snežne

odeje so v termodinamičnem ravnovesju z nasičenim parnim tlakom v zraku, ki je ujet med ledenimi zrni. Zaradi velikih temperaturnih gradientov med toplimi spodnjimi plastmi in hladnimi zgornjimi plastmi snežne odeje se pojavi velik gradient v nasičenem parnem tlaku. Vodna para zato difundira iz spodnjih plasti navzgor. Dvigajoča se para je prenasičena za višje (hladnejše) plasti snežne odeje in iz nje se začno na ledenih zrnih izločati novi kristali – *srež*. Včasih nastaja srež na površju snega (*površinski srež*, v obliki krhkih ploščatih kristalov). Včasih pa se izloča srež že v rahlih sneženih plasteh (*globinski srež*). Kristali sreža so med seboj nepovezani, saj niso imeli časa, da bi se ozrnili in da bi med njimi nastali ledeni mostički. Kristali sreža nastajajo v hladnem vremenu, v osojnih legah in v času intenzivnega nočnega ohlajanja ob jasnih nočeh.

6.10.5 Sezonska in stalna snežna odeja

V zmernih geografskih širinah je snežna odeja sezonski pojav, le v visokogorju lahko snežna odeja obstane vse leto. Z akumulacijo ostankov snežne odeje več zaporednih let nastanejo stalna snežišča, na ta način v daljših časovnih obdobjih nastanejo tudi ledeniki. V polarnih krajih je stalna snežna odeja pogosta nad arktičnim krogom (nad $66,5^\circ$ severno in južno). Antarktika, Grenlandija in severni kanadski otoki so prekriti z do nekaj kilometrov debelo ledeno plastjo, Severno ledeno morje pa z do nekaj deset metrov debelim plavajočim ledom.

Snežna odeja se v led spreminja postopoma. Poleti je srenjenje izrazito: taleča se voda pronica v sneg in sčasoma napolni vse votline med ledenimi kristali. Voda med ledenimi zrni ob nizkih temperaturah zmrzne in snežna odeja postaja vse bolj gosta in homogena. Tako nastali ledeniški led je prva leta še porozen, v njem je še nekaj zraka, s plastenjem snega in ledu naslednjih let pa pride do dodatnega stiskanja in led postaja vse bolj kompakten.

Ledeniški led nastaja v področju ledenika, kjer je letna količina trdnih padavin večja od letne količine staljenega snega; ta del ledenika se imenuje redišče ledenika. V tem delu ledenika prihaja do akumulacije ledeniškega ledu in zaradi vse večje mase so spodnje plasti vse bolj obtežene. Zaradi napetosti v ledu se ledeniški led začne počasi pomikati po pobočju ali dolini navzdol. Ledenik teče kot izjemno viskozna tekočina s hitrostmi od nekaj centimetrov do nekaj metrov na dan. V delu ledenika, ki seže nižje v dolino, kjer so temperature višje in kjer je snežna odeja le sezonska, se ledeniški led poleti tali. Nekaj let star ledeniški led med taljenjem še razpada v kašo ledenih zrn in vode, starejši pa se pri taljenju spremeni le v vodo. Taljenje ledeniškega ledu je bistveno počasnejše od taljenja sezonske snežne odeje.

Ledeniki so v geološki in človeški zgodovini večkrat napredovali in se krčili. To napredovanje in krčenje je odvisno od dolgotrajnih klimatskih sprememb, pri čemer so pomembne predvsem količine trdnih in tekočih padavin, temperature, sončno sevanje in vlažnost zraka. Večina ledenikov v Alpah v zadnjih desetletjih (med 1940 in 1995) nazaduje, pri čemer nazadovanje časovno ni enakomerno. V zadnjih nekaj stoletjih sta bili dve obdobji povečanega obsega ledenikov v Alpah: eno je sledilo t. i. mali ledeni dobi v XVII. stoletju, drugo pa je bilo konec XIX. stoletja, ko so bili največji evropski ledeniki do 100 m debelejši kot so bili ob koncu XX. stoletja. Ledeniški jeziki so tedaj segali do nekaj kilometrov dlje v doline. Za razliko od alpskih ledenikov precej ledenikov v Skandinavskem gorovju v zadnjih desetletjih napreduje.

7

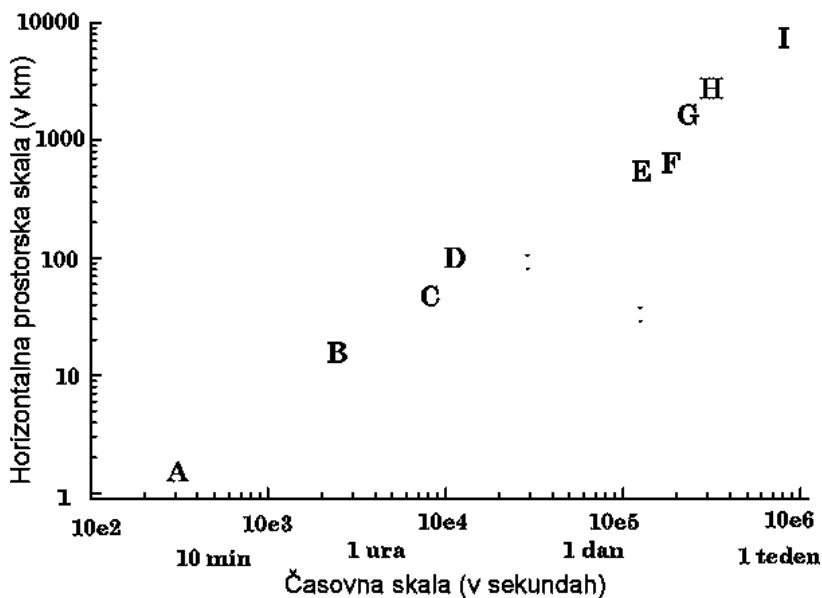
Vremenski sistemi

7.1 Velikosti pojavov v atmosferi

V ozračju se sočasno dogajajo pojavi zelo različnih velikosti. V vertikalni smeri so atmosferski pojavi omejeni večinoma z višino troposfere (dobrih 10 km), v horizontalni smeri pa je raznolikost velikosti in sočasnost pojavljanja velika. Ob ciklonu (velikem nekaj 1000 km) se pojavljajo fronte (široke nekaj 100 km in dolge nekaj 1000 km), ob frontah nevihtni sistemi (veliki nekaj 10 km), znotraj teh posamezni nevihtni oblaki (veliki nekaj kilometrov), v okviru nevihtnega oblaka posamezni vrtinci, veliki kak kilometer, pa manjši vrtinci pod oblaki, vrtinci za grebeni, še drobnejši vrtinci za stavbami, za posameznimi predmeti, tik nad površjem tal ali rastlin. Vsa ta različna gibanja so sočasna in posamezne oblike gibanja vplivajo druga na drugo. Tudi življenjske dobe posameznih procesov so različne in so v grobem sorazmerne z njihovo velikostjo.

Večinoma razdelimo pojave v atmosferi v štiri skupine z značnimi skalami (velikostmi):

- **makro pojavi:** (velikost nekaj 10 000 km) pojavi, kjer sodeluje vsa ali precejšen del atmosferske hemisfere (valovanje splošnega zahodnika, tropski vzhodniki, Hadleyjeva celica);
- **sinoptični pojavi:** (velikost nekaj 1000 km) zračne mase, anticikloni in cikloni zmernih širin; tropski cikloni; fronte;
- **mezo pojavi:** (velikost od enega do nekaj sto kilometrov) frontalne cone, mezocikloni, nevihtni in padavinski sistemi, priobalni vetrovi; oblaki, nevihte, lokalni (reliefno povzročeni) vetrovi;



SLIKA 7.1: Velikosti in življenjske dobe različnih pojavov v ozračju. Pomen oznak: A – kumulusni oblaki, B – nevihte, C – obalni in dolinski vetrovni sistemi, D – padavinska področja, E – tropski cikloni, tajfuni ali hurikani, F – fronte, G – cikloni zmernih širin, H – anticikloni, I – cirkumpolarni vrtnec.

- **mikro pojavi:** (velikost od nekaj milimetrov do kilometra) drobni vrtnici, turbulenca.

V nadaljevanju bomo govorili o nekaterih atmosferskih pojavih oziroma sistemih, pri čemer bomo predpostavili, da so obravnavani pojavi večinoma neodvisni od pojavov v drugih, predvsem manjših območjih.

7.2 Planetarno kroženje vetrov

V poglavju o energijski bilanci planeta Zemlje smo že omenili, da Zemlja prejema sončno sevanje in oddaja energijo z infrardečim sevanjem, pri čemer je gostota energijskega dotoka na površju Zemlje predvsem odvisna od kota med ploskvijo, ki prestreza sevanje in vpadlim energijskim tokom. Zaradi tega dobe največ energije predeli okoli ekvatorja (tam sije sonce skoraj navpično) in najmanj predeli v bližini polov. Zaradi razlik v ogrevanju se pojavijo razlike v temperaturi tal in zraka, temperaturne razlike pa so razlog za gradiente pritiska in s tem za premikanje zraka: atmosfera kot celota deluje kot toplotni stroj.

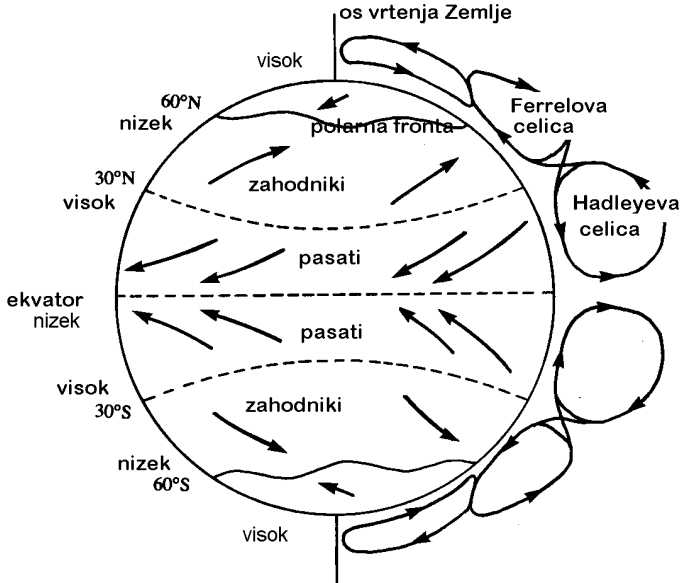
7.2.1 Splošni vetrovi

Zaradi razlik v sevalni energijski bilanci med polarnimi in ekvatorialnimi geografskimi širinami je v povprečju zračni pritisk razporejen tako, da je okoli ekvatorja območje enakomernega nizkega pritiska, temu sledijo proti subtropskim krajem obširna območja visokega pritiska. V zmernih geografskih širinah se pojavljajo menjajoča se prevladujoča območja nizkega in občasnega visokega pritiska, v polarnih krajih pa je spet razmeroma stalno območje visokega pritiska z zelo mrzlim zrakom.

V povprečju horizontalni vetrovi po zemeljskem površju pihajo tako, da sta severno in južno od ekvatorja dve območji večinoma vzhodnih vetrov, ki jih imenujemo pasati. Ti vetrovi imajo sicer prevladujočo vzhodno smer, vendar so usmerjeni tudi proti ekvatorju (proti jugu na severni in proti severu na južni polobli), tako da se pasati stekajo proti ekvatorju v tako imenovani ekvatorialni konvergenčni coni. Lega te cone ni natančno na ekvatorju, pač pa se premika severno in južno od njega v odvisnosti od tega, kje je v posameznem letnem času sonce in posledično najbolj ogreti pas Zemlje. Pasati se stekajo proti ekvatorialni konvergenčni coni, tam se zrak dviga (zaradi tega so tam padavine in deževna doba, ki se seli s soncem) nato pa se zrak v višinah razteka proti severu in jugu in se spušča navzdol v subtropskih krajih, kjer ležijo stalna območja visokega zračnega pritiska. Če bi si gledali trajektorije zraka v tropskih krajih, bi videli, da se zrak giblje po spirali: raztegnjena je od vzhoda proti zahodu, zrak pa se na severni hemisferi vrti tako, da gre pri tleh proti ekvatorju, v višinah pa stran od njega. Premikanju zraka v vertikalnem preseku nad tropskim in subtropskimi kraji (dviganje nad ekvatorjem, višinski tok proti severu, skuščanje nad subtropskimi kraji in veter pri tleh v smeri proti ekvatorju) rečemo tudi Hadleyjeva celica.

V območju subtropskih anticiklonov so vetrovi večinoma šibki. Zaradi spuščanja zraka tam ves čas prevladuje jasno vreme, občasno pa tudi v ta pas zaidejo tropski cikloni (tajfuni ali hurikani), ki nastanejo nad tropskimi morji, potem pa se pomikajo stran od ekvatorja.

V zmernih geografskih širinah vetrovi pihajo tako, da to ustreza geostrofskemu ravnotežju. Na desni strani zahodnih vetrov zmernih geografskih širin so območja visokega pritiska subtropskega pasu, na levi strani pa nižji pritisk zmernih širin. Splošni zahodnik ob tem valovi, kot je popisano v naslednjem poglavju. Kadar pa je ta zahodnik zelo stacionarnen in ne valovit pa se zgodi, da teče zrak v zmernih geografskih širinah v obliki t. i. Ferellove celice. Tedaj in tam se zrak v vertikalnem preseku premika tako, da se nad subtropi zrak spušča, od subtropov teče zrak pri tleh proti severu, nato se ob polarni fronti dviga in se v višinah vrača nazaj proti jugu.



SLIKA 7.2: Splošni vetrovi nad Zemljo. Prikazani so horizontalni vetrovi pri tleh, v vertikalnem preseku pa tudi vetrovi v poldnevniški in vertikalni smeri.

Okoli polov sta pri tleh stacionarni območji visokega zračnega pritiska z mrzlim zrakom. Razsežnost teh dveh mrzlih zračnih gmot je odvisna od letnega časa oziroma od polarnega dneva ali noči. V teh območjih prevladujejo pri tleh vzhodni vetrovi, spet v skladu s planetarno razporeditvijo pritiska in geostrofsko aproksimacijo (nizek pritisk zmernih geografskih širin na levi in visoki polarni pritisk na desni strani vzhodnega vetra).

Meja med mrzlim zrakom nad polarnimi kraji in toplejšim zrakom nad zmernimi geografskimi širinami se imenuje polarna fronta. Ta meja se premika z letnim časom, hkrati pa ta meja tudi močno valuje, se premika za nekaj tisoč kilometrov v smeri sever-jug in vzhod-zahod, njeno valovanje je neposredno povezano z valovanjem splošnega zahodnika zmernih geografskih širin. V zmernih geografskih širinah je zato vreme zelo spremenljivo: občasno so pod vplivom subtropskih anticiklonov, drugič jih preplavi hladen polarni zrak, vmes pa pihajo bolj ali manj zahodni vetrovi.

Dokaj idealizirano stanje, kot smo ga opisali v prejšnjih odstavkih bi povsem ustrezalo dogajanju na Zemlji, če bi bil planet površinsko homogen, če ne bi bilo neenakomerne razporeditve kontinentov in oceanov, če ne bi bilo različno toplih morskih tokov in če ne bi bilo visokih gorstev in planot. Ti trije dejavniki spreminjajo idealno sliko (glej sliko 7.2), prav tako prihaja do se-

zonskih sprememb vetrov. Med sezonskimi vetrovi so najbolj izraziti in znani monsuni (več o njih v poglavju 9.3.2).

7.2.2 Rosbyjevi valovi

Zaradi vrtenja Zemlje splošni vetrovi ne pihajo v smeri proti nizkemu pritisku, pač pa se nenehno vzpostavlja geostrofsko ravnotežje, vetrovi pihajo pravokotno na smer pritiskovega gradienta. Okoli Zemlje zato pihajo večinoma zahodni ali vzhodni vetrovi; če pogledamo Zemljo v smeri severnega pola, vidimo na severni polobli velik (cirkumpolarni) vrtinec zahodnih (zonalnih) vetrov. Splošni zahodnik pa ni enoten: zaradi motenj (npr. velika gorstva, razlike med kopnim in morjem, morski tokovi, vplivi pojavov manjših skal) se v splošnem zahodniku pogosto pojavijo horizontalni transverzalni valovi, imenujejo se *Rosbyjevi valovi*. Cirkumpolarni vrtinec tako razen zonalne zahodne komponente dobi še severno in južno (meridionalno) komponento in prav ti vetrovi omogočajo prenos toplote od ekvatorja proti poloma. Če prevladuje zahodnik, se temperaturne razlike med polom in ekvatorjem stopnjujejo, ob nastopu meridionalnih vetrov pa se razlike zmanjšujejo. Cirkumpolarna vrtinca se pojavljata na obeh poloblah Zemlje, le da je na severni polobli zaradi obsežnejših kontinentov vrtinec ponavadi bolj valovit kot na južni polobli. Na severni polobli imajo Rosbyjevi valovi večjo amplitudo in krajšo valovno dolžino.

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

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = 0, \quad (7.1)$$

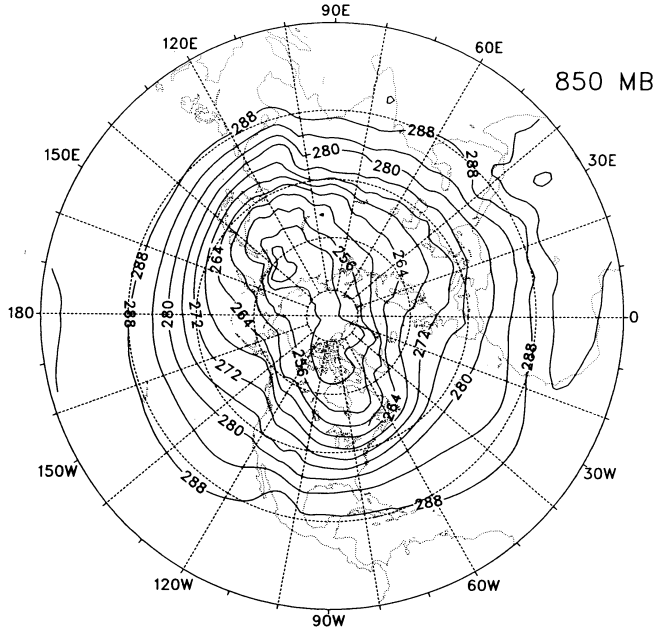
kjer je ζ *relativna vrtinčnost*, f pa Coriolisov parameter (glej poglavje 1.2.5). Vsota obeh predstavlja *absolutno vrtinčnost* η , ki je neposredno povezana z vrtilno količino. Vrtilna količina dela zraka je sestavljena iz dveh delov: prvi del je zaradi gibanja (vrtenja) zraka v atmosferi, drugi del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

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

Zmanjšanje ζ pomeni, da se začetno gibanje zraka z juga proti severu odkloni na desno, del zraka se giblje po poti, ki se ukrivlja v anticiklonalnem smislu (slika 7.4).

Če hočemo enačbo (7.1) analitično rešiti, moramo vpeljati primerno tokovno funkcijo. Pokaže se, da je primerna tokovna funkcija geopotencial $\Phi(p) = gz$. Med geopotencialnim in pritiskovim poljem velja povezava:

$$-\frac{1}{\rho} \nabla_z p = -\nabla_p(gz). \quad (7.2)$$



SLIKA 7.3: Povprečna temperatura na višini ploskve 850 hPa – okoli 1500 m visoko (v K) za zimske mesece.

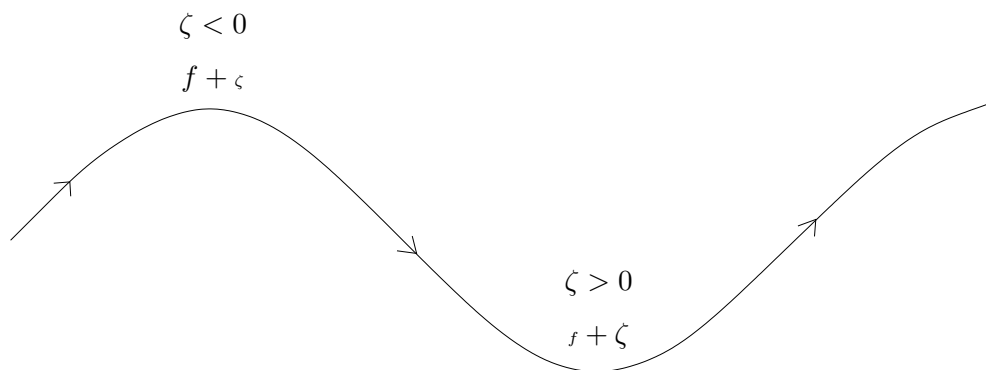
Rešitev enačbe za tokovno funkcijo so valovanja, ki imajo fazno hitrost podano z disperzijsko relacijo

$$c_f = U - 1/m^2 \frac{\partial f}{\partial y}, \quad (7.3)$$

kjer je U povprečna zonalna hitrost toka, $\frac{\partial f}{\partial y}$ sprememba Coriolisovega parametra v meridionalni smeri in m valovno število v smeri toka. Natančnejša obravnava valovne enačbe za Rossbyjevo valovanje presega obseg te knjige. *

Rossbyjevi valovi so disperzivni, kar pomeni, da je fazna hitrost odvisna od valovne dolžine: kratki valovi so hitri, dolgi pa počasnejši. Fazna hitrost je odvisna tudi od povprečne hitrosti vetra v cirkumpolarnem vrtincu. Večinoma valovi potujejo v isti smeri kot piha zahodni veter in hitrost premikanja valov je dosti manjša od hitrosti vetra. Pri dolgih valovih (majhno valovno število) se fazna hitrost zmanjša vse do mirovanja (stacionarni val). Zelo dolgi valovi se lahko premikajo celo v nasprotni smeri, kot piha veter.

Rossbyjevi valovi so bistveni za oblikovanje prizemnih baričnih tvorb (ciklonov, anticiklonov) in prek njih tudi za vrsto vremena na posameznih področjih. Posameznim fazam Rossbyjevega vala ustrezajo prizemna pritiskova polja: kjer ima Rossbyjev val maksimum (tok gre z juga proti severu in se tam spet obrne proti jugu), temu ustrezajo najvišje vrednosti geopotenciala,

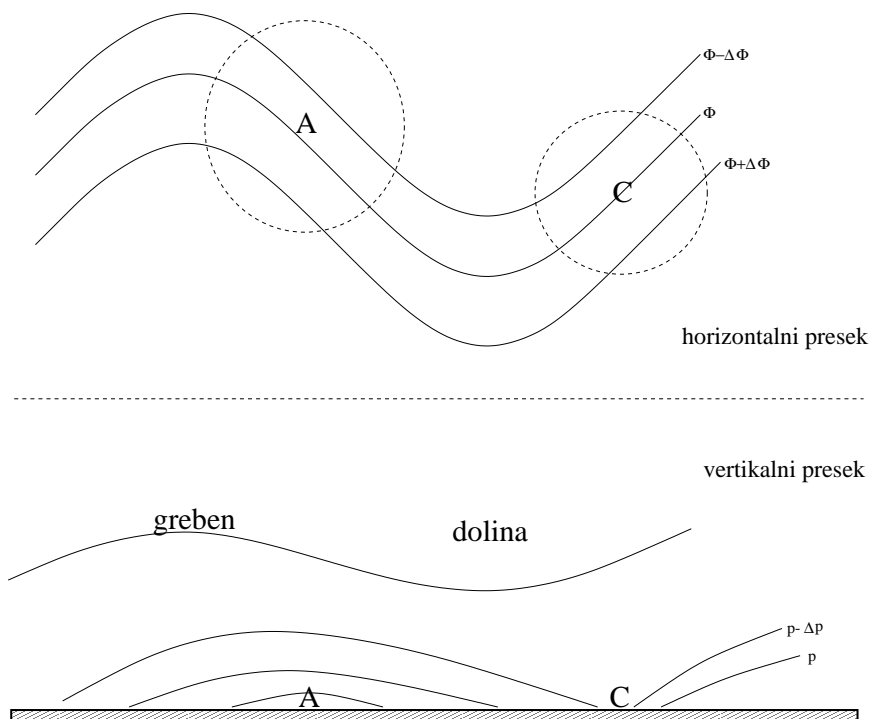


SLIKA 7.4: Rossbyjevi valovi in ohranjanje absolutne vrtničnosti: v maksimumu vala je največja vrtničnost zaradi vrtenja Zemlje (f), v minimumu vala pa je največja relativna vrtničnost ζ .

govorimo o grebenu ploskve konstantnega pritiska. Nekoliko vzhodno od maksimuma v višinah je pri tleh zaradi višinske konvergence in nižinske divergence mesto nastanka anticiklona. Kjer ima Rossbyjev val minimum (tok pride s severa proti jugu in se tam obrne spet proti severu), temu ustrezajo najnižje vrednosti geopotenciala, govorimo o dolini v topografiji izobarne ploskve. Pri tleh nekoliko vzhodno od minimuma vala nastane ciklon.

Amplitude Rossbyjevih valov se spreminjajo, saj so Rossbyjevi valovi disperzivni. Včasih začne zaradi termodinamičnih in dinamičnih vplivov amplituda dolgega vala močno naraščati. Če ima tak dolgi val takšno valovno dolžino, ki ustreza fazni hitrosti okoli nič, se zgodi, da amplituda mirujočega dolgega vala tako naraste, da se najjužnejši del vala odcepi od splošnega zahodnega toka. Južni del vala (doline) se tako preoblikuje v samostojno krožno tvorbo, v kateri ni več prevladujočih zahodnih vetrov. Tak pojav imenujemo *blokada*. Podoben pojav se zgodi tudi z maksimumom istega vala: tudi ta se odcepi od grebena in vzpostavi se višinski anticiklon. Višinski ciklon, pod njim je vreme ponavadi slabo, se le počasi pomika nad zemeljskim površjem, zato je tedaj tam vreme dolgo časa slabo, vzhodno od njega pa se pogosto pojavi pod višinskim anticiklonom dolgotrajno obdobje suhega vremena. Takšno stanje traja, dokler se spet ne vzpostavi pretežno zahodni tok zraka okoli Zemlje.

Absolutna vrtničnost pa se ne ohranja popolnoma, saj se v atmosferi pojavljata divergenca in konvergenca, temperaturna in pritiskova polja niso vsklajena (pojavlja se vertikalno vetrovno striženje), tla imajo bistven vpliv na dogajanja v atmosferi. Zato Rossbyjevi valovi niso stalni: spreminjajo se jim faze, amplitude in valovne dolžine. Ponavadi je življenjska doba posamezne valovne oblike med 7 in 10 dni.



SLIKA 7.5: Višinsko polje geopotenciala in polje pritiska pri tleh, v vertikalnem in horizontalnem prerezu so narisane izohipse in izobare.

7.3 Pojavi v sinoptični skali

Sinoptična skala zajema pojave, ki so veliki po nekaj tisoč kilometrov in imajo življenjsko dobo nekaj dni. Ti pojavi bistveno vplivajo na tip in razvoj vremena v celih pokrajinah; dejansko vreme v posamezni točki prostora pa je seveda rezultat sinoptičnega poteka in lokalnih razmer. Teorijo, ki povezuje barične tvorbe, poteke meteoroloških spremenljivk in razvoj vremena, so v začetku XX. stoletja formulirali meteorologi t. i. Norveške šole (Bjerkness).

7.3.1 Zračne mase

Zračna masa je gmota zraka, ki dlje časa vztraja nad razmeroma homogeno podlago in se navzame termalnih in vlažnostnih lastnosti podlage. Po izvoru delimo zračne mase najprej na *kontinentalne (celinske)* in *maritimne (morske)*. Glede na geografsko širino delimo zračne mase še na *ekvatorialne, tropske, polarne* in *arktične*. Možne so skoraj vse kombinacije (kontinentalna tropske,

morska tropska itd.), le arktična zračna masa je vedno le kontinentalna (nastane nad polarnim ledom). Ker mora zrak nad nekim območjem vztrajati dokaj časa, da se zračna masa navzame lastnosti podlage (da se dovolj ohladi ali segreje, da se dovolj osuši, ovlaži in podobno), mora biti za nastanek enotne zračne mase na mestu njenega nastanka vetrovno polje stacionarno in vetrovi večinoma šibki. Takšno vetrovno polje je ponavadi ob anticiklonih, ki so zaradi ravnotežja sil tudi precej razsežni.

Po zemeljski obli se oblikujejo različne zračne mase; tu bomo pregledali le tiste, ki so značilne za sinoptične razmere v Evropi.

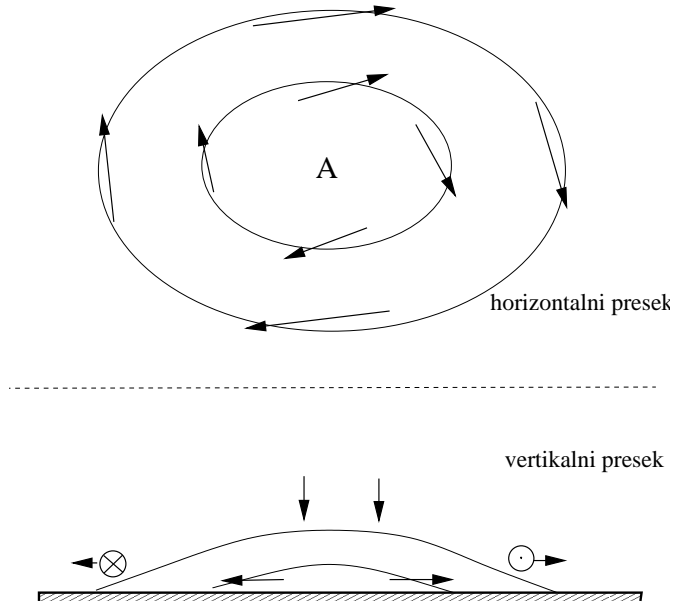
- *Polarna kontinentalna zračna masa* se oblikuje nad severnim delom Evrazije. Je hladna in ponavadi suha, pogosto nastaja v t. i. Sibirskem anticiklonu. Ko se ta zračna masa razširi nad srednjo Evropo, je pozimi tu mrzlo, sprva še oblačno in občasno so manjše snežne padavine. Ponavadi je rahlo vetrovno. Pri nas ob takšni vremenski situaciji na Primorskem piha burja, v notranjosti pa je večinoma oblačno z rahlim sneženjem. V toplejšem delu leta je prihod te zračne mase nad razmeroma toplo srednjo Evropo in Sredozemlje pogosto spremljan s plohami in nevihtami.
- *Polarna maritimna zračna masa* se oblikuje nad severnim Atlantikom. Nad Evropo prihaja ob t. i. Islandskih ciklonih. Ta zračna masa je vlažna in pozimi le zmerno hladna, saj je severni Atlantik zaradi morskih tokov razmeroma toplo morje. Zanj so značilne enakomerne in neprekinjene padavine. Vreme je vetrovno, poleti so pogoste nevihte.
- *Tropska maritimna zračna masa* se oblikuje nad subtropskim Atlantikom, ponavadi povezano s t. i. Azorskim anticiklonom. Je topla in vlažna, zanjo je značilna slaba horizontalna vidnost. Ponavadi se k nam razširi poleti, tedaj je vroče in soparno, tudi s posameznimi vročinskimi nevihtami. Če se k nam razširi pozimi, so tedaj zanjo značilne izrazite temperaturne inverzije z meglo po kotlinah in nižinah, v višjih delih reliefa pa je vreme sončno in toplo.
- *Tropska kontinentalna zračna masa*, ki se občasno premakne tudi nad Evropo, nastaja nad Saharo. Je suha in topla in pogosto je v njej precej prahu. Če se razširi nad Sredozemlje in srednjo Evropo, je tedaj vreme poleti sončno in vroče. V hladnejšem delu leta nastopi odjuga, pojavljajo se inverzije. Megla je redkejša kot pri tropski maritimni zračni masi.

7.3.2 Anticikloni

Anticikloni so območja visokega zračnega pritiska. Zaradi dinamičnih pogojev (glej poglavje 5.2.2) v anticiklonih pihajo vetrovi v smeri urnega kazalca (negativna, anticiklonalna smer). Vetrovi so razmeroma šibki in anticikloni morajo biti razsežni. V anticiklonih je zaradi vplivov prizemnega trenja in raztekanja pri tleh ter zaradi višinske konvergence pred grebenom Rossbyjevega vala v višinah opaziti spuščanje zraka (subsidenca, sesedanje). Zrak se zato segreva in suši. Morebitni oblaki zato v anticiklonu izginejo, prevladuje jasno vreme. Sesedanje zraka ne seže povsem do tal, pač pa se konča nekaj sto metrov visoko, nad razgibanim gorskim reliefom tudi več kot 1000, 1500 metrov visoko. Višino spodnjega roba plasti sesedanja zraka označuje subsidenčna inverzija. Nad njo je vertikalni temperaturni gradient skoraj tak kot pri adiabatnem spuščanju zraka, pod subsidenčno inverzijo pa je pogosto zrak bistveno bolj vlažen, onesnažen in hladen. V anticiklonu se pogosto pojavljajo tudi talne inverzije, saj se zaradi jasnega vremena infrardeče nočno sevanje zemeljskega površja lahko izgublja v vesolje, ponoči pa tla iz ozračja brez oblakov dobijo le malo infrardečega (IR) sevanja. Tla se tako lahko močno ohladijo in s tem tudi zrak nad njimi. V anticiklonih so izraziti dnevni hodi temperature zaradi diabatnih učinkov (sončno obsevanje, IR sevanje). Zaradi lokalnega ogrevanja oz. ohlajanja se ob šibkih splošnih pritiskovih gradientih pojavijo izraziti lokalni vetrovi (pobočni, dolinski, obalni).

Večinoma so anticikloni povezani z razmeroma toplimi zračnimi masami. Včasih pa se zgodi, da je v nižjih plasteh atmosfere sicer anticiklonalno pritiskovo polje, v višinah pa je nad anticiklonom hladen zrak, kar na eni strani povzroči nestabilnost in proži konvekcijo, na drugi strani pa se zaradi hladnega zraka nad anticiklonom tam razvije višinski ciklon. Pri tleh veter kroži v anticiklonalni smeri, v višinah pa v ciklonalni. Takšno stanje povzroči, da je tedaj kljub anticiklonu vreme slabo: večinoma dežuje, področja padavin se ponavadi neurejeno premikajo. Posebno izrazito je območje slabega vremena ob robovih višinskega ciklona. Takšnemu višinskemu ciklonu nad prizemnim anticiklonom pravimo včasih tudi višinsko jedro hladnega zraka.

Če je v anticiklonu zračna masa hladna, se tla zaradi diabatnih vplivov čez dan segrejejo in s tem postane atmosfera labilna, potem v anticiklonu lahko pride tudi do nastanka ploh in neviht. Te so pogoste prve dni po nastopu anticiklona. Jutra so jasna, dopoldne pa se začne razvijati kopasta oblačnost, opoldne in popoldne so bolj ali manj pogoste plohe in nevihte, zvečer pa se spet zjasni in noč je jasna. V kasnejših dneh se zračna masa v anticiklonu že toliko transformira (segreje), da ni več popoldanskih ploh, pač pa se okoli poldneva pojavljajo posamezni kumulusi lepega vremena. Tak razvoj vremena



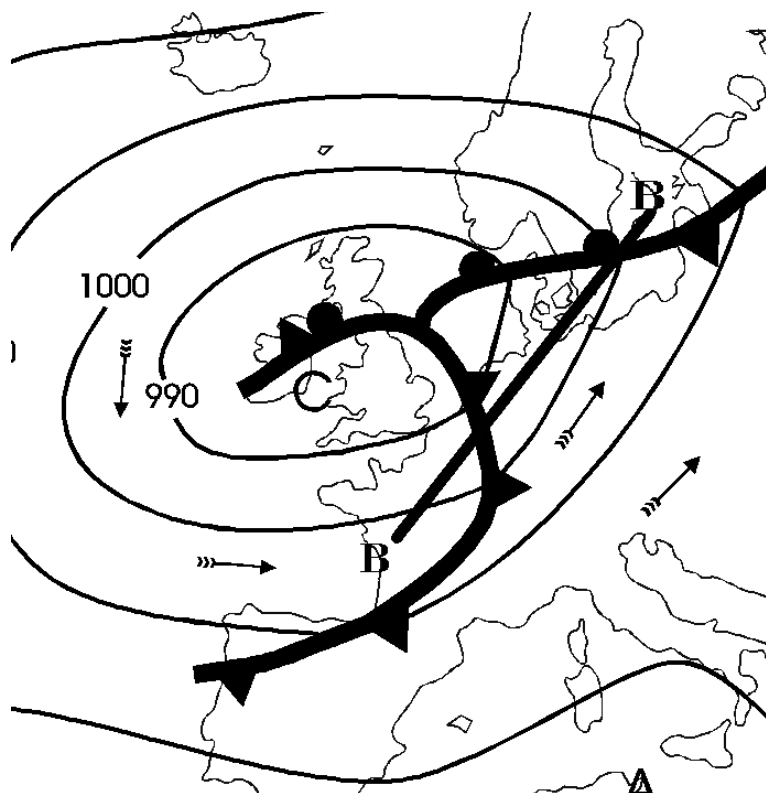
SLIKA 7.6: Anticiklon v tlorisu in v vertikalnem preseku z vetrovi in spuščanjem zraka.

je predvsem pogost spomladi, ko je sonce že visoko, tedaj so dovodi energije na tla veliki, zračna masa pa je tedaj pogosto še hladna.

7.3.3 Cikloni in fronte

Cikloni so večinoma krožna območja nizkega zračnega pritiska. Zaradi dinamičnih zahtev po ravnotežju sil v ciklonu veter kroži v pozitivni smeri (obratno od urnega kazalca, v ciklonalni smeri). Drugače kot v anticiklonih za ciklone ni posebnih omejitev glede razsežnosti in hitrosti vetra: cikloni so lahko tudi majhni in hitrost vetra je lahko tudi velika, odvisna je pač od krivinskega radija in gradienta pritiska. Za razliko od anticiklonov, ki so horizontalno temperaturno večinoma homogeni (v horizontalni smeri se v anticiklonu temperatura bistveno ne spreminja), pa so v ciklonih izrazita območja toplega in hladnega zraka. V ciklonih se namreč zaradi deformacije v vetrovnem polju zblížajo različne zračne mase. Mejo (oziroma cono prehoda) med dvema zračnima masama imenujemo fronta.

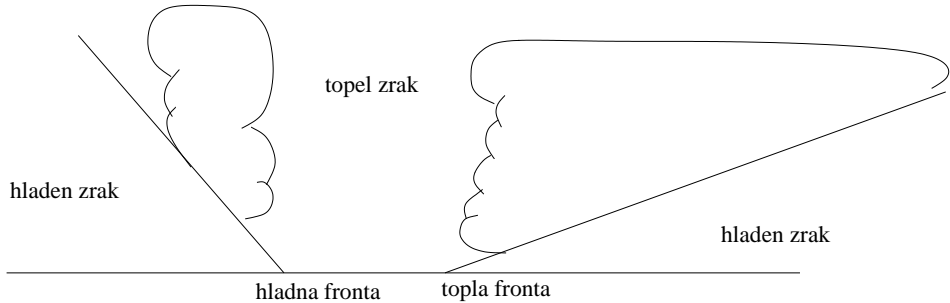
V ciklonih je zaradi vplivov prizemnega trenja in stekanja zraka pri tleh ter zaradi višinske divergence pred dolino Rossbyjevega vala v višinah opaziti dviganje zraka. Zaradi dviganja se zrak razpenja in ohlaja. Ohladi se pod



SLIKA 7.7: Ciklon v tlorisu s toplo in hladno fronto ter okluzijo. Črta BB označuje lego preseka, prikazanega na naslednji sliki.

temperaturo rosišča in iz zraka se izločijo oblačne kapljice ali ledeni kristali. Zaradi dviganja pride tudi do nastanka padavin. V ciklonu je vreme oblačno s padavinami, večinoma je tudi vetrovno. Zaradi oblakov je količina sončne energije, ki pride do tal, v ciklonih majhna. Ker je oblačno, se tla ponoči ne ohlajajo z IR sevanjem, tako da so dnevni hodi temperature v območju ciklona majhni. Cikloni so tako območja pretežno slabega vremena, še posebej oblačno in padavinsko vreme je ob frontah.

Do nastanka ciklona zmernih geografskih širin ponavadi pride na polarni fronti. To je planetarna meja med polarnimi in tropskimi zračnimi masami. Ta meja je lahko stacionarna, ponavadi pa valuje podobno kot Rossbyjevi valovi v višinah. Če je meja med toplim zrakom na jugu in hladnim zrakom na severu sprva v zonalni smeri (smer zahod-vzhod), se temperaturne razlike med zračnima masama zaradi sončnega sevanja večajo, temperaturni in pritiskov gradient se povečujeta. Zaradi kake motnje se pogosto začne hladni zrak s



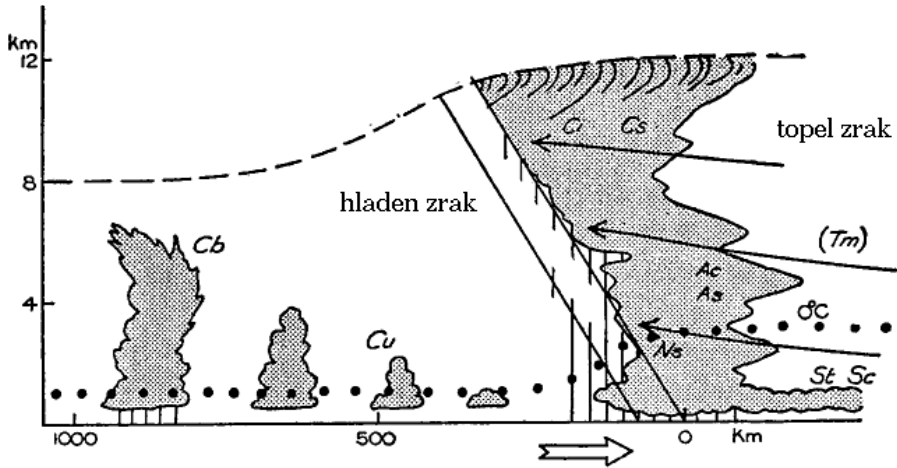
SLIKA 7.8: Vertikalni presek skozi južni del ciklona. Presek poteka v smeri črte BB na prejšnji sliki.

severa pomikati proti jugu. Hladni zrak je težji od toplega in se vriva pod toplega, govorimo o nastanku hladne fronte. Topli zrak se mora hladnemu umikati, umika se z dviganjem in z odtekanjem v horizontalni smeri. Zaradi dviganja toplega zraka nastane pri hladni fronti slojasta in kopasta oblačnost in padavine. Potek temperature z višino v področju hladne fronte kaže, da je nad hladnim zrakom izrazita frontalna inverzija, nad njo je razporeditev temperature podobna nasičeni adiabatni. Podobno, a obrnjeno, je stanje na topli fronti: topli zrak se nariva nad hladnega in se ob njem vzpenja.

Hladna in topla fronta sta območji v ozračju s povečanim temperaturnim gradientom. Zaradi temperaturnega gradienta se z višino spreminja nagib pritiskovih ploskev, z višino se povečuje tudi pritiskov gradient, s tem pa z višino v področju močnega temperaturnega gradienta narašča tudi hitrost vetra. Nad frontami, posebno še nad temperaturno bolj izrazito hladno fronto, se zato pojavijo izrazito močni vetrovi. Vetrovni stržen (angl. *jet streak* ali *jet stream*) je premaknjen nad hladni zrak za fronto. Maksimalne hitrosti v vetrovnem strženu lahko kdaj dosežejo tudi 100 m/s (ponavadi je maksimum na višini tropopavze). Cone najmočnejših vetrov so zaradi velike hitrosti vetra in zaradi močne turbulence ob robih stržena pomembna značilnost atmosfere, ki vpliva predvsem na letalski promet.

Nastanek ciklona lahko razložimo tudi z valovanjem splošnega zahodnega vetra. Vzhodno od maksimuma Rossbyjevega vala pride do konvergence (stekanja) zraka v višinah, zato se dvigne pritisk pri tleh in nastane anticiklon. Pred minimumom (na vzhodni strani) Rossbyjevega vala pride v višinah do divergence (raztekanja zraka), kar povzroči padec pritiska pri tleh in nastanek območja nizkega zračnega pritiska (ciklon).

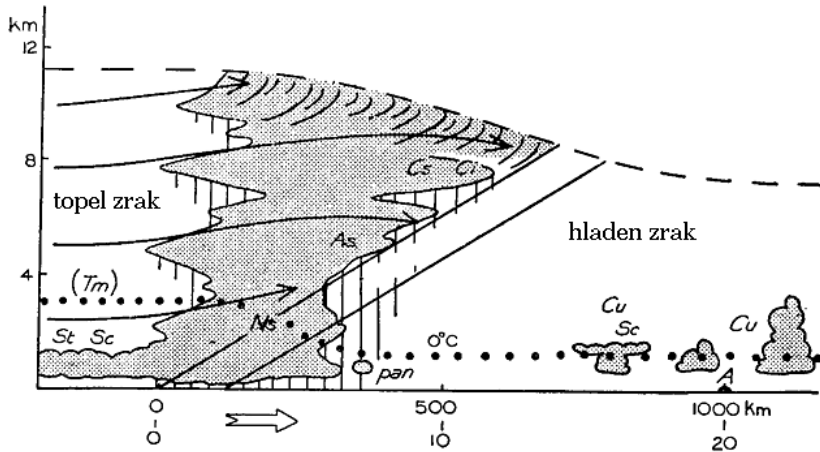
Premikajoči se hladni zrak povzroči, da se polarna fronta začne pomikati proti jugu. Hkrati zaradi vpliva ravnotežja med Coriolisovo silo in silo gradi-



SLIKA 7.9: Vertikalni presek hladne fronte z oblačnim sistemom.

enta pritiska pride do padca pritiska na levi (vzhodni) strani premikajočega se hladnega zraka, hladni zrak se začne gibati po delu ciklonalno ukrivljene krožnice. Na enak način se giblje tudi topli zrak, ki ga hladni zrak izriva. Krožno gibanje se pojavi tudi v toplim zraku precej pred hladno fronto in na vzhodni strani ciklona se začne topli zrak narivati na hladnega. Topli zrak, ki se mora ob tem dvigovati, se razpenja, ohlaja, v njem se kondenzira voda in tako nastanejo padavine. Hladni zrak pred toplo fronto se le počasi umika. Tako v ciklonu poleg hladne fronte v zahodnem delu nastane še topla fronta v vzhodnem delu. Tako kot pri hladni tudi pri topli fronti v vertikalnem poteku temperature opazimo pri prehodu iz toplega v hladni zrak frontalno temperaturno inverzijo.

Hladna fronta se vedno giblje hitreje od tople in v središču ciklona hladna fronta kmalu dohiti tople. Tedaj se pri tleh združita hladni zrak iz za hladne fronte in hladni zrak izpred tople fronte. Topli zrak je izrinjen od tal v višje plasti atmosfere. Govorimo o nastanku okluzije (okludirane fronte). Točka, kjer topli zrak nima več stika s tlemi (kjer se en hladni zrak začne narivati na drugega) se imenuje okluzijska točka. Dogajanje na meji med hladnima zrakoma je odvisno od njunih temperatur, lahko se hladni zrak hladne fronte vriva pod hladni zrak izpred tople fronte ali pa obratno. V področju okluzije se mora topli zrak intenzivno dvigati, oblačna sistema tople in hladne fronte se združita in ob okluzijski točki so ponavadi padavine najbolj izrazite, saj je tam dviganje najmočnejše. Padavine so seveda tudi drugod ob okluziji, vendar njihova intenziteta z večanjem razdalje od okluzijske točke slabi: pri velikih razdaljah od okluzijske točke je topli zrak dvignjen že visoko v atmosfero in v



SLIKA 7.10: Vertikalni presek tople fronte z oblačnim sistemom.

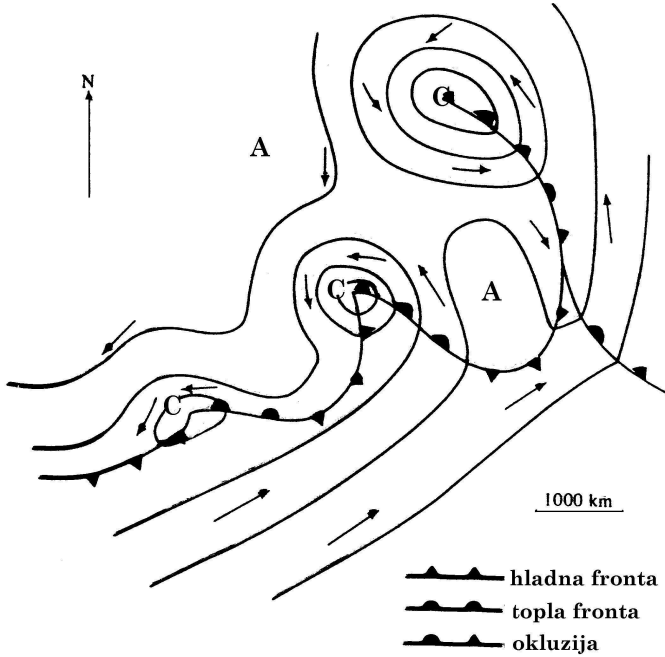
njem ne more biti več veliko vodne pare.

Natančen opis dogajanja ob nastanku fronte in ciklona z upoštevanjem celotne tridimenzionalne strukture atmosfere je analitično težak in presega obseg te knjige. Če bi želeli upoštevati poleg dinamičnih učinkov še diabatne (padavinske cone v središčnem delu ciklona in ob frontah), bi morali ustrezne enačbe obravnavati numerično. Za matematično-fizikalno razlago dogajanj ob frontah bomo v nadaljevanju upoštevali poenostavljen model fronte. Predpostavili bomo, da se dve temperaturno homogeni zračni masi stikata na frontalni ploskvi. Pri prehodu iz ene v drugo zračno maso se temperatura nezvezno spremeni.



SLIKA 7.11: Vertikalna preseka okludirane fronte: a) mrzli zrak za hladno fronto je hladnejši od hladnega pred tople fronto, b) pred tople fronto je hladnejši zrak, kot za hladno fronto.

Če naj ima fronta stacionarno obliko, potem morata biti na vsaki višini pritiska na topli in hladni strani fronte enaka. Če torej začnemo v neki točki na fronti in bi radi izračunali pritisk v neki drugi točki na fronti, potem lahko določimo pritisk v drugi točki tako, da se premikamo po toplem ali po hladnem



SLIKA 7.12: Družina ciklonov: najstarejši (odmirajoči) ciklon je na desni, v sredini je mladi ciklon, na levi pa se razvoj ciklona šele začenja. Prikazane so fronte in pritiskovo polje pri tleh.

zraku (slika 7.13). (Indeks T označuje topli zrak, H pa hladnega.)

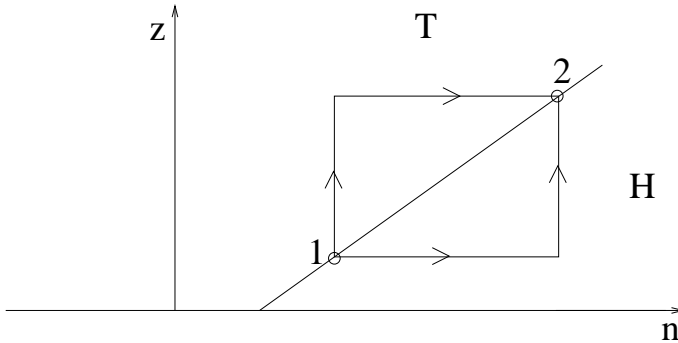
$$p_2 = p_1 + \left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_H \Delta n + \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_H \Delta z = p_1 + \left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_T \Delta n + \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_T \Delta z. \quad (7.4)$$

Iz enačbe izrazimo $\Delta z/\Delta n$, kar nam pomeni tangens kota nagiba fronte:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta z}{\Delta n} = \frac{\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_T - \left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_H}{\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_H - \left(\frac{\partial p}{\partial z}\right)_T}. \quad (7.5)$$

Vertikalni gradient pritiska lahko z upoštevanjem hidrostatičnega približka ($\partial p = -\rho g \partial z$) in enačbe stanja za zrak ($p = \rho R T$) preoblikujemo, tako da postane nagib fronte odvisen od temperatur zraka pred fronto in za njo:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta z}{\Delta n} = \frac{R T_H T_T}{p g} \frac{\left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_T - \left(\frac{\partial p}{\partial n}\right)_H}{T_T - T_H}. \quad (7.6)$$



SLIKA 7.13: Idealizirana frontalna površina: diskontinuiteta v temperaturi in dve različni poti za določanje sprememb pritiska.

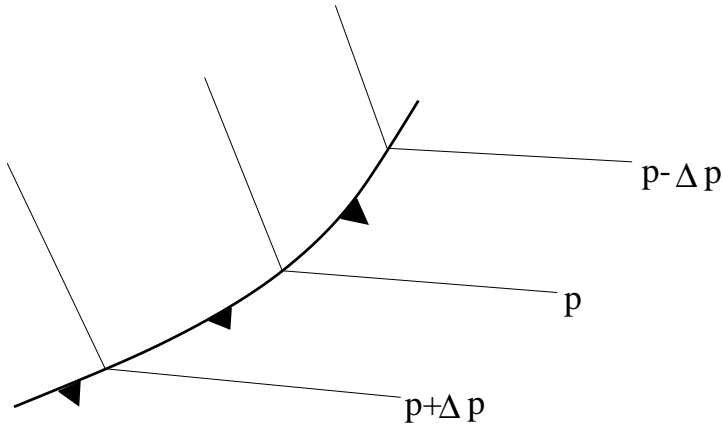
Če sta komponenti pritiskovega gradienta pravokotno na fronto enaki, potem je nagib fronte 0° in je fronta horizontalna: hladen zrak je pod toplim. Če sta temperaturi toplega in hladnega zraka enaki, v ozračju ni meje med dvema različnima zračnima masama in le v tem primeru bi bila fronta lahko vertikalna. In še drugače, čim večja je razlika v temperaturi med zračnima masama, tem bolj nagnjena je frontalna ploskev. Če pa je frontalna površina nagnjena, potem morata biti pravokotni komponenti gradienta pritiska pred in za fronto različni. Na fronti se morajo izobare zlomiti. Fronta leži tam, kjer se smer izobar spremeni.

Tudi števec izraza za nagib fronte lahko preoblikujemo, in sicer z upoštevanjem povezave med geostrofskim vetrom in gradientom pritiska. Ker sta v števcu le pravokotni komponenti gradienta pritiska, sta ti povezani s tangencialno komponento hitrosti glede na fronto (v_{tang}):

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta z}{\Delta n} = \frac{fT}{g} \frac{v_{Ttang} - v_{Htang}}{T_T - T_H}. \quad (7.7)$$

Pri tem smo s T označili povprečno temperaturo toplega in hladnega zraka. Sedaj lahko vidimo, da je frontalna ploskev horizontalna, če sta tangencialni komponenti vetra enaki pred in za fronto, oziroma da mora pri vseh nehorizontalnih frontah priti do spremembe tangencialne komponente vetra. Ker je fronta nagnjena ploskev to tudi pomeni, da mora priti do striženja vetra v vertikalni smeri. Normalni komponenti vetra sta pred in za fronto enaki, saj mora biti oblika frontalne ploskve konstantna. Fronta se v normalni smeri premika s takšno hitrostjo, ki ustreza komponenti hitrosti vetra, ki je normalna na fronto.

Tipični nagibi tople fronte so $1/100$ do $1/300$, hladne fronte pa so strmějše



SLIKA 7.14: Pritiskovo polje in fronta v tlorisu: na fronti so izobare zlomljene. V polju pritiska pri tleh rišemo fronto tam, kjer frontalna cona seže do tal, v višinah je fronta pomaknjena nad hladni zrak.

(vendar ne bolj kot $1/50$). Tak nagib pomeni, da je plast napredujočega hladnega zraka debelejša za 1 kilometer na razdalji okoli 100 km.

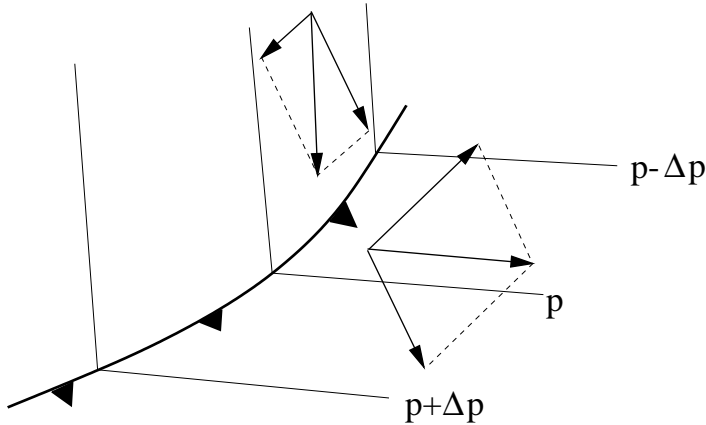
Idealizirani model fronte, kot smo ga uporabili v prejšnjih odstavkih, je seveda nerealen, v naravi je meja med dvema zračnima masama vedno del prostora (cona) in ne le ploskev. Vendar je tudi frontalna cona vedno nagnjena vsaj približno s takšnim nagibom, kot smo izračunali za frontalno površino. Tudi v frontalni coni veljajo podobne zahteve za tangencialne in normalne komponente pritiskovega gradienta, hitrosti in temperature kot v primeru frontalne ploskve. Za frontalno cono moramo računati gradiente kot povprečja prek večjih razdalj.

Fronte so torej področja povečanih gradientov temperature z vetrovnim striženjem in konvergenco vetrov. Prikažemo jih lahko v polju pritiska, še bolj plastično pa jih lahko prikažemo v polju potencialne ali ekvivalentne potencialne temperature.

Frontalna cona je ponavadi najbolj izrazita nekaj sto metrov nad tlemi, z višino se izrazitost ponavadi zmanjšuje, spreminjajo pa se tudi nagibi frontalne cone. Bolj kot je frontalna cona strma, tem izrazitejše je dviganje zraka in izrazitejši so tudi padavinski procesi.

7.3.4 Tropski cikloni, orkani, hurikani in tajfuni

Vsa imena v podnaslovu pomenijo isto: označujejo izrazit vrtinec v subtropskem pasu, ki je povezan z orkanskihimi vetrovi in intenzivnimi padavinami.



SLIKA 7.15: Fronta in vetrovi ob njej: normalni komponenti vetra sta enaki na obeh straneh fronte, tangencialni pa se morata razlikovati.

Ime hurikan se je uveljavilo za močne tropske ciklone, ki se pojavljajo v Pacifiškem in Antlantskem oceanu ob Ameriki, ime tajfun je v uporabi v vzhodni Aziji (Kitajska, Indokina in zahodno pacifiška otočja), s ciklonom pa te vrtince poimenujejo na obalah Indijskega oceana (Indija, vzhodna Afrika in Avstralazija). Na leto se na zemlji pojavi med 50 in 70 orkanov, večinoma severno od ekvatorja.

Tropski cikloni nastajajo nad toplimi tropskimi oziroma subtropskimi morji, med 8° in 20° severno in južno od ekvatorja. Nastajajo ob robu ekvatorijalne konvergenčne cone zaradi stekanja in dviganja vročega in vlažnega zraka. Pri tem nastajajo močne nevihte, ki so razporejene v koncentričnih krogih. Tropski ciklon, hurikani ali tajfuni – na kratko orkani – nimajo front, saj je v njih temperaturno polje enotno (homogeno). Orkani so izrazite pritiskove tvorbe s premerom med 500 in 1500 km, razlika med pritiskom na periferiji in v centru pa je ponavadi okoli 50 mbar. Zaradi tako velikega pritiskovega gradienta so hitrosti vetra v orkanih zelo velike, pogosto prek 200 km/h. Vetrovi v orkanu pihajo zaradi ravnotežja sil; predvsem sta to centrifugalna in gradientna sila, na gibanje pa vpliva tudi deviacijska sila, le da je Coriolisov parameter majhen zaradi bližine ekvatorja. Dokler je orkan nad morjem, je trenje ob tla razmeroma majhno in steganje zraka proti središču orkana ni izrazito. Tedaj, ko pride orkan nad kopno, se vpliv trenja poveča, hitrosti vetra pri tleh se postopoma zmanjšujejo, zrak se bolj steka proti središču in pritiskove razlike se zmanjšajo, s tem veter oslabi. Hkrati prihod orkana nad kopno bistveno zmanjša dovod vodne pare v njegovo območje, to dodatno vpliva na zmanjševanje intenzitete ciklona in na njegovo hitro odmiranje nad kopnim.

Osrednji del orkana sestavlja množica neviht: topel morski zrak se steka in dviga, zaradi kondezacije se pri tem sprošča latentna toplota, ki omogoča intenzivno vrtenje. Orkan kot celota se premika s splošnim vetrom: sprva se pomika s pasati od vzhoda proti zahodu in postopoma stran od ekvatorja, kasneje pa zavije proti severu, ponavadi ob zahodnem robu obsežnega subtropskega območja visokega zračnega pritiska. Če orkan stacionira, postopoma slabi, saj s padavinami hladi zrak in vodo pod seboj, premikajoči se orkan pa prihaja vedno nad novo toplo morje. Ob obrobju subtropskega anticiklona lahko orkan pride tudi v zmerne geografske širine. Ker je tam morska voda hladnejša, intenziteta orkana tam slabi, vendar njegovi vetrovi lahko vplivajo na lego polarne fronte in nekateri tropski orkani se s tem spremenijo v ciklone zmernih geografskih širin.

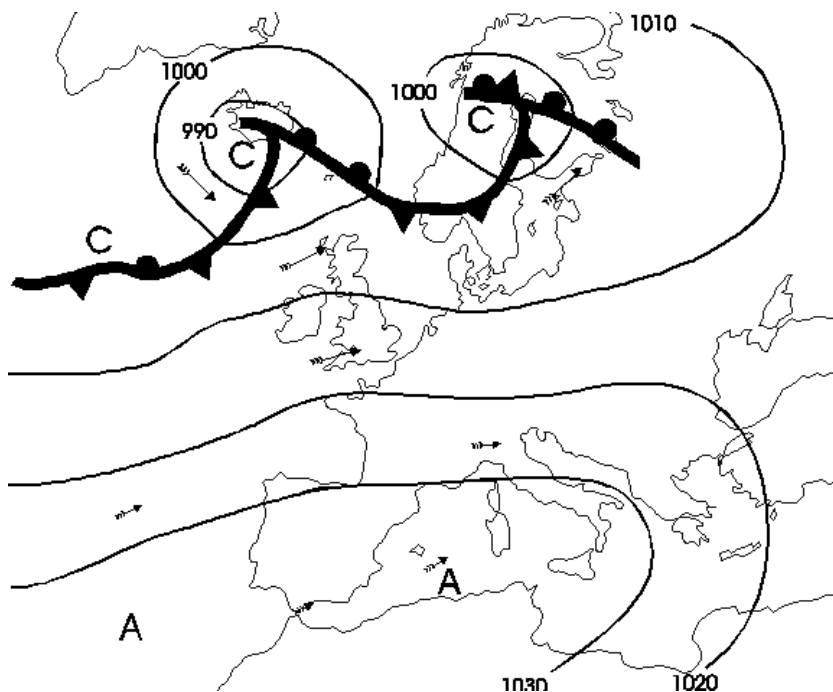
Dokler so orkani nad morjem, so skoraj krožno simetrične tvorbe, najizrazitejši vetrovi so v tistem delu orkana, ki je na strani, kjer je subtropski anticiklon. V radialni smeri se pritisk spreminja skoraj hiperbolično, kar pomeni, da na periferiji tlak pada počasi, proti središču pa vse močneje, tako je tudi z vetrovi. V samem središču orkana ni izrazitega pritiskovega gradienta in tam so vetrovi šibki, tam ni dviganja zraka in pogosto je tam celo jasnina (oko hurikana). Območje umirjenega vremena v središču orkana je le majhno (največ par deset kilometrov v premeru), tik ob tem so vetrovi najmočnejši. Intenziteta padavin v orkanu lahko preseže 50 mm na uro, na morski gladini pa orkanski vetrovi poženejo valove visoke tudi prek 20 m.

Orkani povzročajo veliko razdejanje ob obalah subtropskih morij, posebno še na otokih. Poleg orkanskih vetrov in močnih padavin so nevarni tudi na plitvinah lomeči se visoki valovi in poplave v zalivih zaradi naraščanja morske gladine, saj močni vetrovi ženejo vodo proti obali in v zalivih se voda steka, gladina pa viša.

7.4 Tipične sinoptične situacije nad Evropo in vreme v Sloveniji

V tem podpoglavju bomo predstavili štiri tipične vremenske situacije nad Evropo in Slovenijo. S sinoptičnimi kartami in kartami značilnega vremena je predstavljeno vremensko stanje nad Slovenijo ob razširitvi azorskega anticiklona nad južno Evropo, ob razširitvi sibirskega anticiklona nad vzhodno in srednjo Evropo, ob prehodu potujočega ciklona s hladno fronto prek srednje Evrope in Alp in ob različnih fazah sredozemske ciklogeneze.

V zmernih geografskih širinah, v katerih leži tudi Slovenija, se vreme spreminja iz dneva v dan, saj se v našem podnebnju menjavajo vplivi obširnih

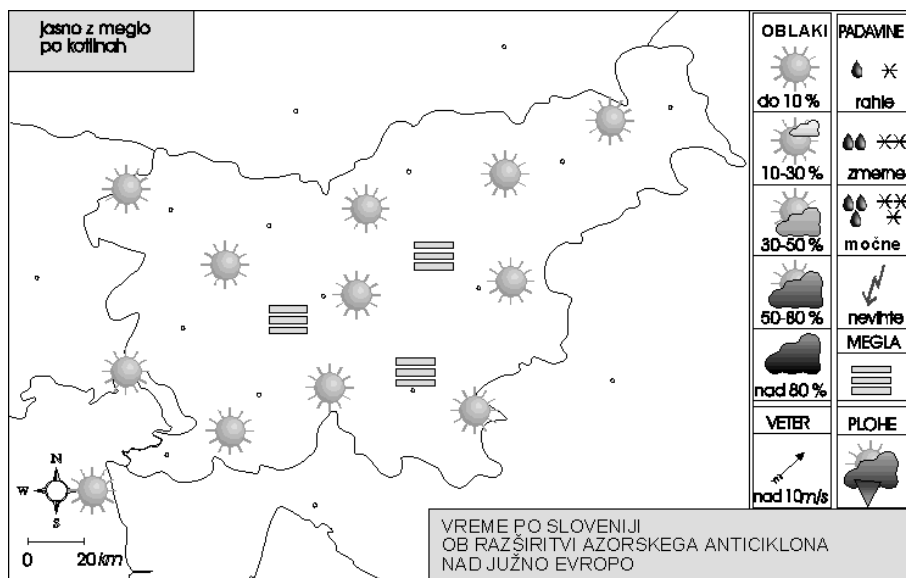


SLIKA 7.16: Sinoptična karta Evrope ob razširitvi azorskega anticiklona iznad severne Afrike in subtropskega Atlantika nad južno in zahodno Evropo.

območij visokega in nizkega zračnega pritiska in atmosferskih front. V razgibanem in raznolikem reliefu, kakršen je v Sloveniji, kjer se na kratkih razdaljah relief vzpne od morja pa do Alp (z nič na 2000 metrov nadmorske višine na razdalji manj kot 50 km) in se na drugi strani spusti do Panonske nižine, vmes je obilo globoko zarezanih dolin in kotlin, planot in gora, se splošno vremensko stanje še dodatno modificira. Osnovna lastnost vremena v Sloveniji je zato prostorska in časovna spremenljivost. Nekatere vremenske situacije so pri nas bolj pogoste od drugih. V nadaljevanju bomo predstavili štiri tipične sinoptične situacije nad Evropo in ob tem ustrezno vreme po Sloveniji.

7.4.1 Vreme po Sloveniji ob razširitvi azorskega anticiklona nad južno Evropo

Poleti se subtropsko območje azorskega visokega zračnega pritiska pogosto razširi iznad vzhodnega Atlantika in Sahare tudi nad Sredozemlje in južno Evropo. Zračna masa v tem anticiklonu je topla, večinoma suha, v spodnjih plasteh pa motna, saj je v zraku precej aerosola, posebno veliko ga je, če



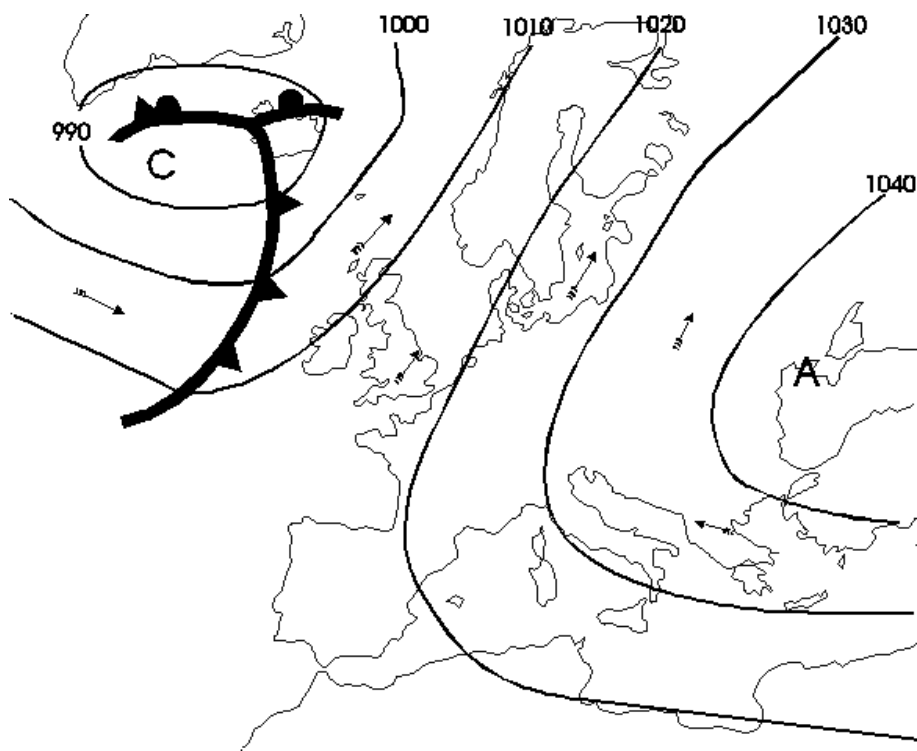
SLIKA 7.17: Pregledna karta poletnega vremena po Sloveniji ob razširitvi azorskega anticiklona nad južno Evropo.

se zrak nad južno Evropo pomakne iznad Sahare. Obširni anticiklon z močnim sesedanjem zraka povzroči lepo in sončno vreme nad pretežnim delom Evrope, cikloni s frontami se pomikajo prek Britanskega otočja in Skandinavije. Takšno splošno vremensko stanje vztraja vsaj nekaj dni, lahko pa tudi več tednov.

V Sloveniji je vreme poleti tedaj sončno, vroče in pogosto tudi soparno. Ob takem vremenu so bile v Sloveniji namerjene najvišje maksimalne temperature. Pihajo le šibki lokalni vetrovi. Ozračje je motno, tako da je vidnost slaba predvsem v nižjih plasteh ozračja. Poleti se čez dan ob prisojnih pobočjih pogosto razvijejo kopasti oblaki lepega vremena.

Ob razširitvi azorskega anticiklona nad Slovenijo jeseni in pozimi je vreme po Sloveniji bolj raznoliko: ob obali in v višjih legah je jasno in toplo, medtem ko je po kotlinah in dolinah hladno: zjutraj in del dopoldneva, pozimi pa lahko ves dan, se tam zadržujeta megla ali nizka oblačnost.

Meglana jezera z močnimi temperaturnimi inverzijami nastanejo zaradi nočnega sevalnega ohlajanja tal. Šibko zimsko sonce inverzije čez dan le težko razkroji. Težki hladni zrak tako kar naprej leži v kotlinah in vanj industrija, promet in kurišča izločajo onesnažene izpuhe in dim. V kotlinah se pod meglennimi jezeri tako nabira in zadržuje onesnažen zrak. Da bi ob takšnih razmerah zmanjšali onesnaženje zraka v kotlinah, so pri termoelektrarnah zgrajeni vi-

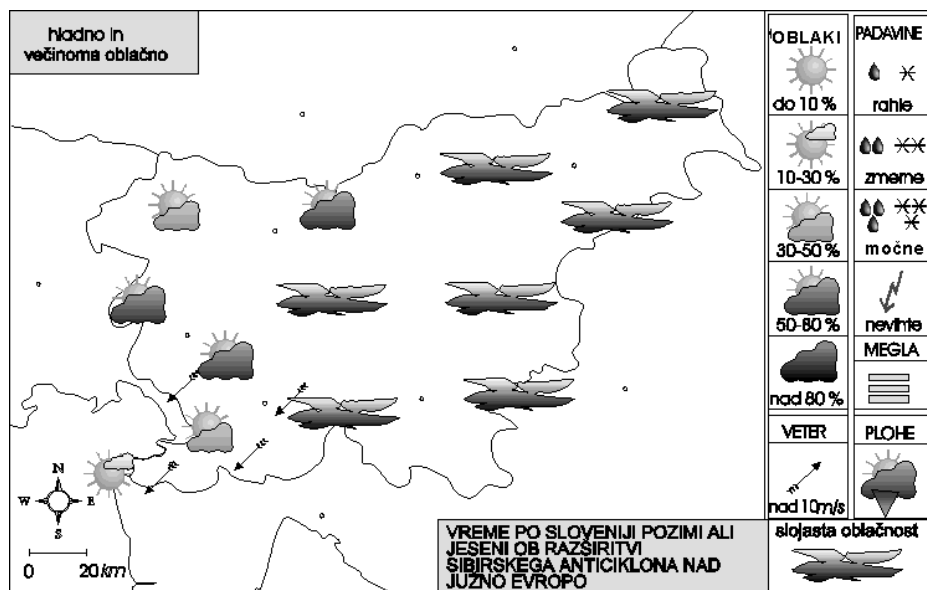


SLIKA 7.18: Sinoptična karta Evrope ob razširitvi sibirskega anticiklona nad vzhodno in srednjo Evropo.

soki dimniki, ki naj bi njihove dimne pline odvajali v ozračje nad zgornjo mejo megle. Meglena jezera s hladnim zrakom so najbolj pogosta v kotlinah osrednje in zahodne Slovenije (Ljubljanska, Celjska, Idrijska, Cerkniška, Kočevska, Novomeška, Slovenjegraška kotlina, Zasavje). Debelina meglenih jezer in višina zgornje meje meglene plasti sta odvisni od višine in oblikovanosti okolišnega reliefa. V bolj ravninskem delu Štajerske in Pomurja so meglena jezera plitvejša in se redkeje pojavijo.

7.4.2 Vreme po Sloveniji ob razširitvi sibirskega anticiklona nad srednjo Evropo

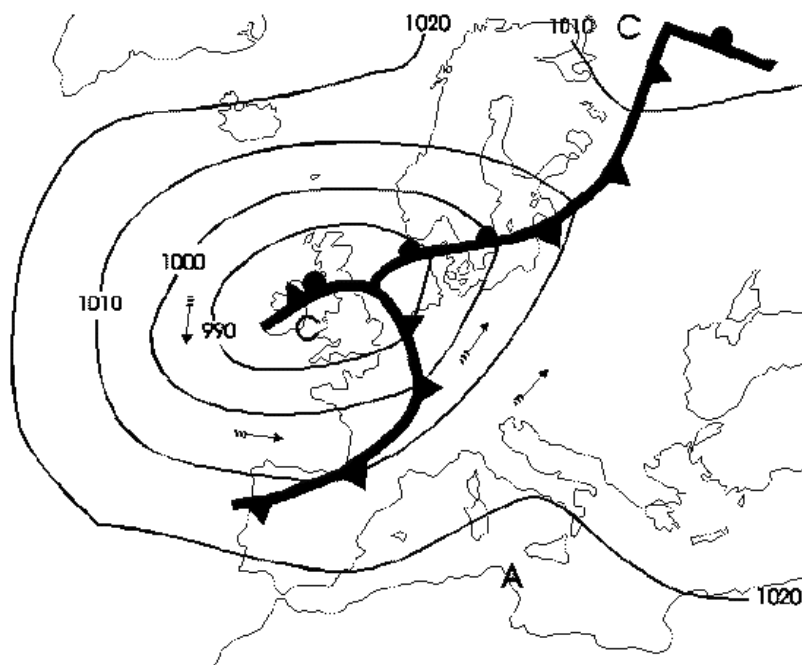
Jeseni se nad subpolarnimi predeli Evrazije začne oblikovati gmota mrzlega zraka, imenujemo jo sibirski anticiklon. To območje visokega zračnega pritiska pogosto zajame vzhodno Evropo, občasno pa se razširi tudi nad srednjo Evropo. Obširni sibirski anticiklon se pogosto pojavlja ob blokadah višinskih



SLIKA 7.19: Pregledna karta vremena po Sloveniji ob razširitvi sibirskega anticiklona nad vzhodno in srednjo Evropo.

vetrov nad Evropo. Nad Atlantikom in delom zahodne Evrope je tedaj višinsko jedro hladnega zraka, nad vzhodno Evropo pa se namesto prevladujočih zahodnikov pojavijo vetrovi v poldnevniški smeri ali celo vzhodnik. Hladna zračna masa sibirskega anticiklona se po prihodu nad Evropo postopoma ogreje.

Ob prihodu hladnega zraka sibirskega anticiklona z vzhoda se po Sloveniji pozimi, jeseni, včasih pa tudi spomladi močno ohladi. Prihod hladne zračne mase spremljajo manjše padavine. V vzhodni polovici Slovenije, pogosto vse do Alpsko-Dinarske pregrade, je oblačno in vetrovno z vzhodnikom. Zgornja meja oblačnosti je ponavadi med 2000 in 2500 metri, tako da nad oblake gledajo le najvišji vrhovi Julijskih Alp. Na zahodni strani Alpsko-Dinarske pregrade je ponavadi pretežno jasno, na Krasu, na Vipavskem in ob obali več dni piha zmerna burja. Po ustalitvi sibirskega anticiklona se nadaljuje hladno vreme. Tudi drugod po Sloveniji se postopno zjasni, zrak je suh, megle po kotlinah prvih nekaj dni ni in nočne ohladi so pozimi zelo izrazite: ob takšnem vremenu so bile namerjane najnižje minimalne temperature. Spomladi prihod sibirskega anticiklona prve dni pogosto spremljajo plohe: močno pomladno sonce dopoldne segreje zrak pri tleh na prisojnih pobočjih in pojavi se konvekcija s kopastimi oblaki. Zjutraj je jeseni, pozimi in spomladi ob takšnem vremenu pogosta slana, posebno škodljive so pomladne pozebe.



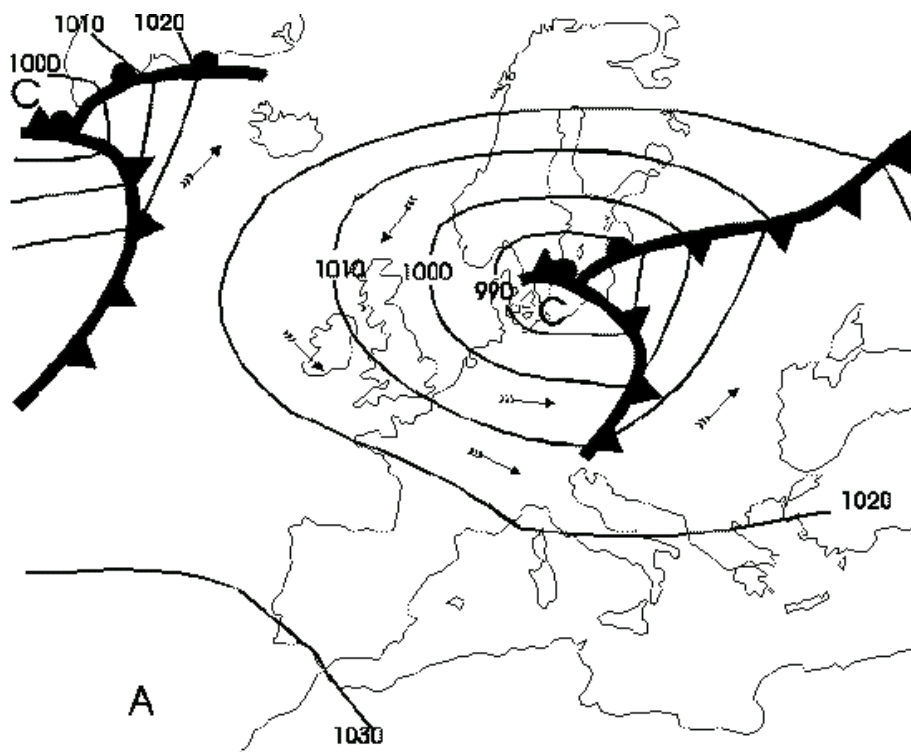
SLIKA 7.20: Sinoptična karta Evrope s potujočim ciklonom in hladno fronto prek zahodne Evrope.

7.4.3 Vreme po Sloveniji ob prehodu hladne fronte prek srednje Evrope

V zmernih geografskih širinah ponavadi pihaajo zahodni vetrovi, ki hkrati valujejo v poldnevniški smeri. Ob teh valovih nastajajo cikloni – območja nizkega zračnega pritiska – povezani s frontalnimi sistemi. Na vreme nad Evropo najbolj vplivajo cikloni, ki nastajajo nad severovzhodnim Atlantikom. Cikloni se od tam pomikajo proti vzhodu, fronte pa prečijo Evropo vse do Sredozemlja.

Ko je središče ciklona nad Britanskim otočjem, seže hladna fronta vse do Španije, vzdolž fronte so padavine, pogosto tudi nevihte. Fronta se pomika hitro in v približno 24 urah pride iznad Španije in Francije do Alp in srednje Evrope. Naši kraji so ponavadi na obrobju območja nizkega zračnega pritiska.

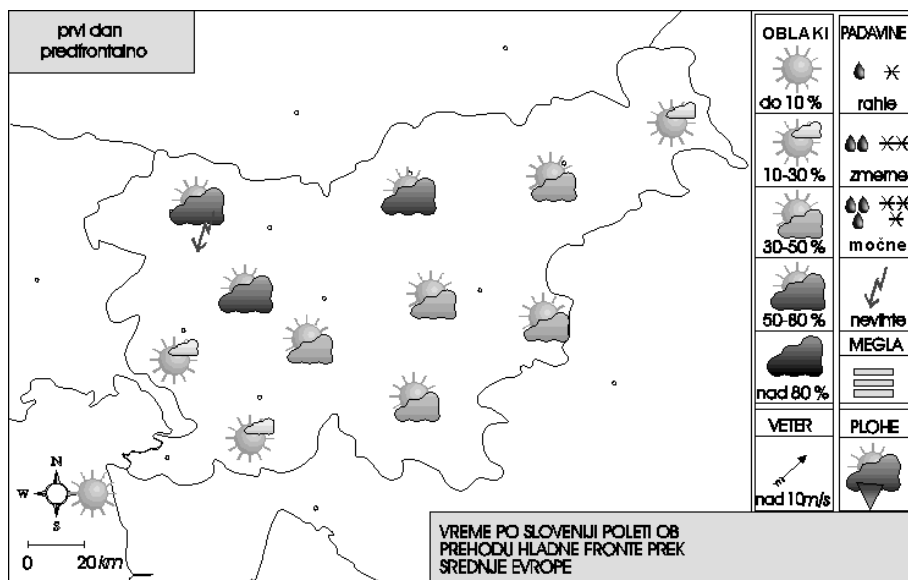
Ko je hladna fronta še daleč nad Francijo, se nad Slovenijo že pojavijo višinski jugozahodni vetrovi, povezani s prehodom tople fronte prek severnega dela Evrope. S temi vetrovi začne nad naše kraje pritekati bolj vlažen zrak, vreme se začne postopoma slabšati. Najprej se pojavi oblačnost v gorskem svetu zahodne Slovenije, popoldne je poleti lahko v Julijskih Alpah kakšna nevihta.



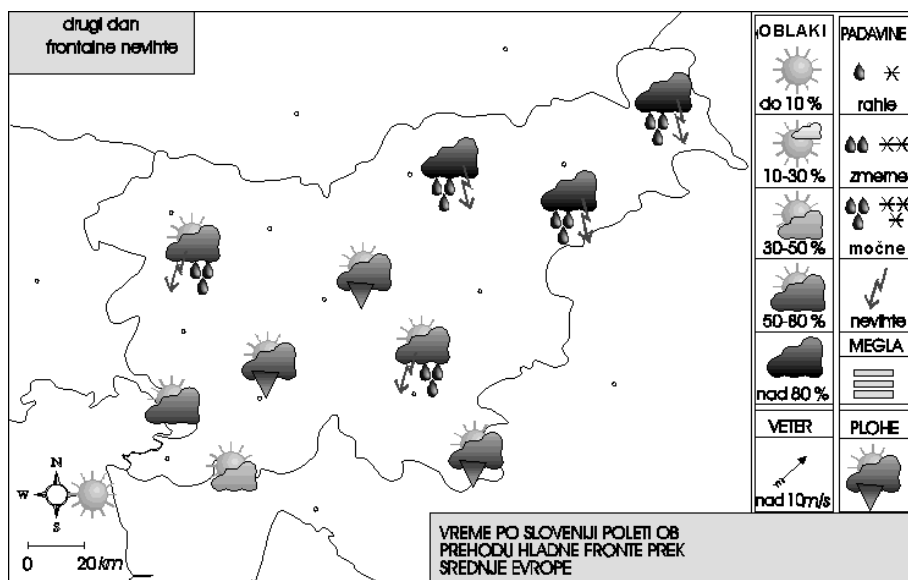
SLIKA 7.21: Sinoptična karta Evrope s potujočim ciklonom nad srednjo Evropo in hladno fronto, ki seže do Alp.

Postopoma se povsod, tudi v nižjih plasteh ozračja, začno krepi ti vetrovi iz jugozahodne smeri. Na Primorskem in na Štajerskem je še naprej pretežno jasno vreme. V hladnejši polovici leta močnejši vetrovi pred prihajajočo fronto prevetrijó kotline, kjer so se v predhodnem anticiklonalnem vremenu nabrala jezera hladnega zraka z meglo in ponekod tudi z onesnaženjem.

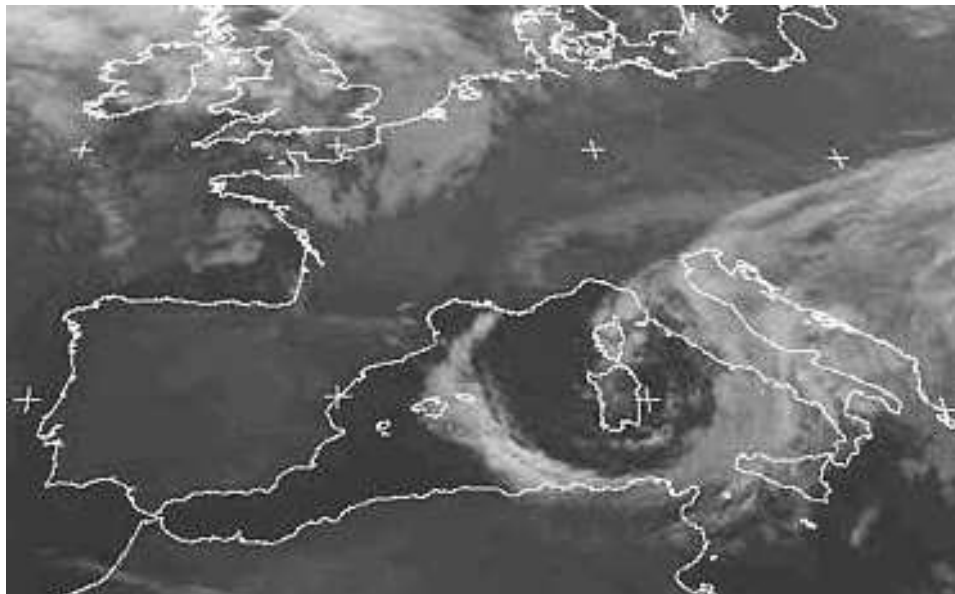
Naslednji dan, ko fronta doseže Alpe in srednjo Evropo, je po Sloveniji večinoma oblačno, pogoste so plohe in nevihte, vmes pa so lahko tudi obdobja bolj sončnega vremena. Nevihte so posebno izrazite, če nas poleti ali spomladi doseže fronta čez dan. Najbolj izrazite so popoldanske nevihte, saj se tedaj združita dva vzroka za nevihte: lokalna pregretost zraka pri tleh in prihajajoča fronta. Ob takšnem prehodu fronte so nevihte lahko prava »huda ura«. V nalivih pade veliko padavin (ponavadi okoli 10 mm/uro, izjemoma tudi do 50 mm/uro). Lokalno pihajo močni vetrovi, med dežjem pogosto pada tudi toča. Nevihte so združene v pasove, ki potekajo v smeri hladne fronte in so najbolj pogoste in izrazite na Štajerskem, v Pomurju in v goratem svetu osrednje



SLIKA 7.22: Pregledna karta predfrontalnega vremena po Sloveniji, ko ciklon in hladna fronta dosežeta zahodno Evropo.



SLIKA 7.23: Pregledna karta frontalnega vremena po Sloveniji ob prehodu hladne fronte preko Alp in srednje Evrope.



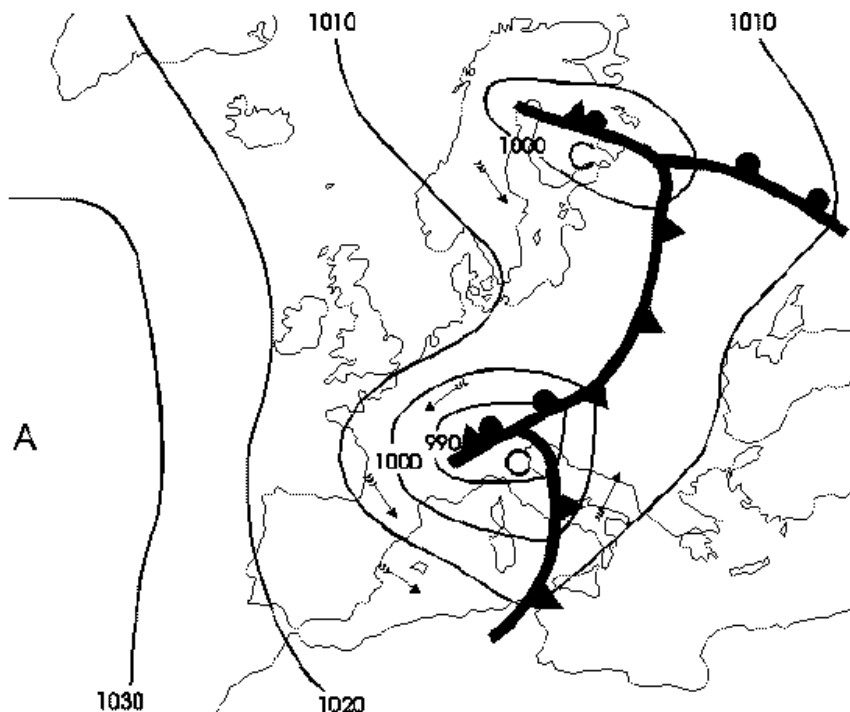
SLIKA 7.25: Satelitska slika oblačnosti nad Evropo ob sredozemski ciklogenezi v infra rdečem delu spektra. Sredozemski ciklon označuje vrtinčasta oblačnost nad Italijo, Tirenskim morjem in zahodnim Sredozemljem.

Hladen zrak sprva vdre med Pireneji in Alpami v zahodno Sredozemlje.

Fronta se ob alpski gorski pregradi zaustavi in zlomi: del hladnega zraka se pomika prek Sredozemlja, del pa prek srednje Evrope. Na južni strani Alp ostane topel zrak, ki z jugozahodnimi vetrovi nariva na južna pobočja Alp, hkrati pa se s severa prek Alp počasi vali tudi hladna fronta.

Ob tem procesu se ciklon pogloblja in postaja vse bolj aktiven. Nad vzhodnimi Alpami se izoblikuje stacionarna topla fronta, ki tam vztraja, dokler se ciklon ne pomakne nad Balkan. V prvotni ciklon nad severno polovico Evrope počasi doteka zrak iz obrobja, zato postopoma odмира. Ko se sekundarni ciklon pomakne nad Balkan, hladen zrak prodre proti Sredozemlju tudi okoli vzhodne strani Alp in prek naših krajev zapihajo severovzhodni vetrovi. Ko se ciklon pomakne dalje nad Balkan, tam postopoma odmre, orografska okludirana fronta ob Alpah pa izgine.

Ob začetku ciklogeneze nad Genovskim zalivom začno nad našimi kraji pihati vlažni in topli jugozahodni vetrovi. Ob tem se na gorskih pregradah zahodne in severne Slovenije (Trnovski gozd, Snežnik, Kanin, greben Spodnjih Bohinjskih gora, Triglavsko pogorje, Karavanke, deloma Grintovci) zaradi prisilnega dviga pojavijo slojasti oblaki in manjše padavine (pršenje in rahel dež).

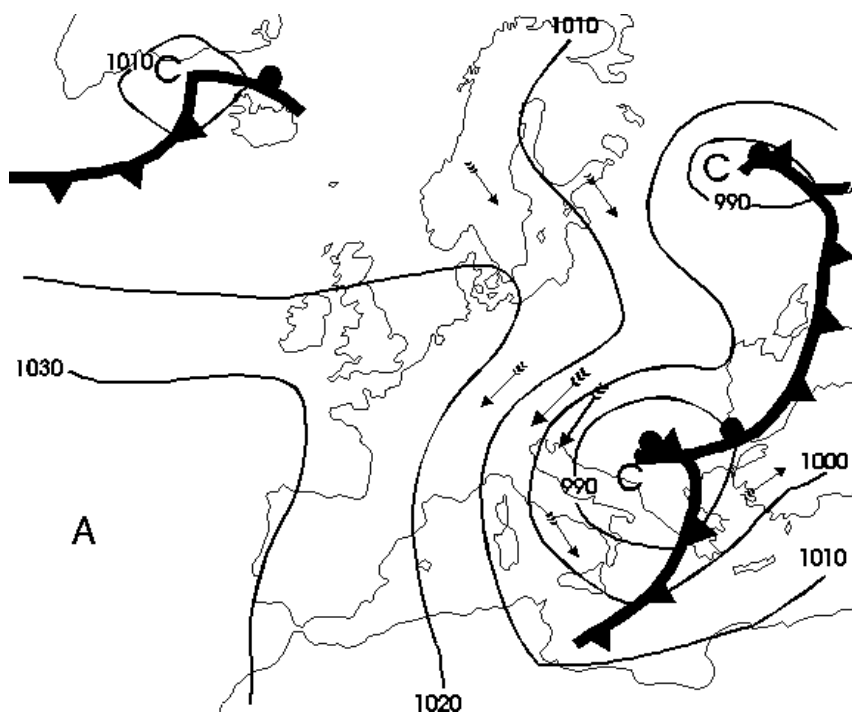


SLIKA 7.26: Sinoptična karta Evrope ob polno razvitem sredozemskem ciklonu s stacionarno fronto vzdolž vzhodnih Alp.

Ponekod v zahodni Sloveniji se pojavijo tudi posamezne plohe. V vzhodni polovici Slovenije je vreme dosti lepše: prevladuje deloma jasno vreme z nekaj oblačnosti, razmeroma vetrovno in toplo je. Jugozahodni veter razkroji morebitna meglena jezera. Pozimi in spomladi, ko so sredozemske ciklogeneze pogoste, pride pri nas do izrazitih odjug. Snežna odeja se ob tem sesede in sneg se obleti z vej dreves.

Po približno 24 urah se ciklon že povsem izoblikuje in frontalni sistem doseže Slovenijo. Povsod je oblačno, padavine so posebno izrazite v zahodni Sloveniji, saj se tam združita dva vzroka za močno dviganje zraka: bližina fronte in prisilni orografski dvig. V takšnem padavinskem dnevu pade npr. v Posočju povprečno okoli 50 litrov padavin na vsak kvadratni meter, ekstremne količine pa so lahko tudi nekajkrat večje. Intenziteta padavin slabi proti vzhodu, v vzhodnem delu Dolenjske je občasno celo še deloma jasno, saj tam piha dinarski fen zaradi močnih padavin na jugozahodni strani Dinarske gorske pregrade.

Meja sneženja je sprva odvisna predvsem od temperature dotekajočih jugo-

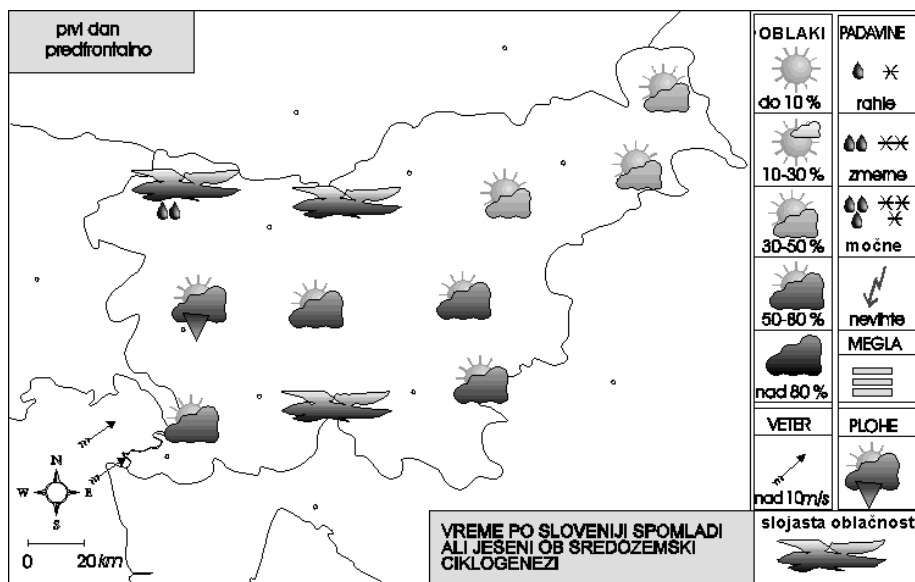


SLIKA 7.27: Sinoptična karta Evrope, ko se sredozemski ciklon pomakne nad Balkan in tam slabi.

zahodnih vetrov. Pozimi ob sredozemski ciklogenezi sprva neredko dežuje vse do 2000 metrov nadmorske višine, s približevanjem fronte in intenzivnejšimi padavinami se meja sneženja znižuje, ko nas doseže hladen zrak, pa se sneženje spusti vse do dolin in nižin. Ob sredozemski ciklogenezi pade največ snega v Julijskih Alpah vzdolž njihovega južnega obrobja. Spodnje Bohinjske gore, Komno, Krnsko pogorje in Kanin tedaj na debelo zasuje sneg. Severni del Julijskih Alp (Triglavsko pogorje, Martuljkova skupina, skupina Jalovca in Mangrta) dobi ob tem skoraj polovico manj snega, še nekoliko manj pa ga pade v Karavankah in Kamniško-Savinjskih Alpah.

Vzdolž Jadrana piha močan jugo, ki nariva vodo proti Tržaškemu zalivu. Zaradi visokih valov, obilnih padavin in nizkega zračnega pritiska se lahko ob visokih astronomskih plimah dvigne gladina morja in morje poplavi dele slovenske obale npr. v Piranu.

Ko se ciklon pomakne nad Balkan, se hladen zrak okoli Alp zlije proti Jadranskemu morju. Prihod tega hladnega zraka v Sloveniji opazimo kot spremembo vrste padavin, ohladi se in zapiha severni veter. Na Štajerskem tedaj



SLIKA 7.28: Pregledna karta predfrontalnega vremena po Sloveniji ob pričetku sredozemske ciklogeneze.

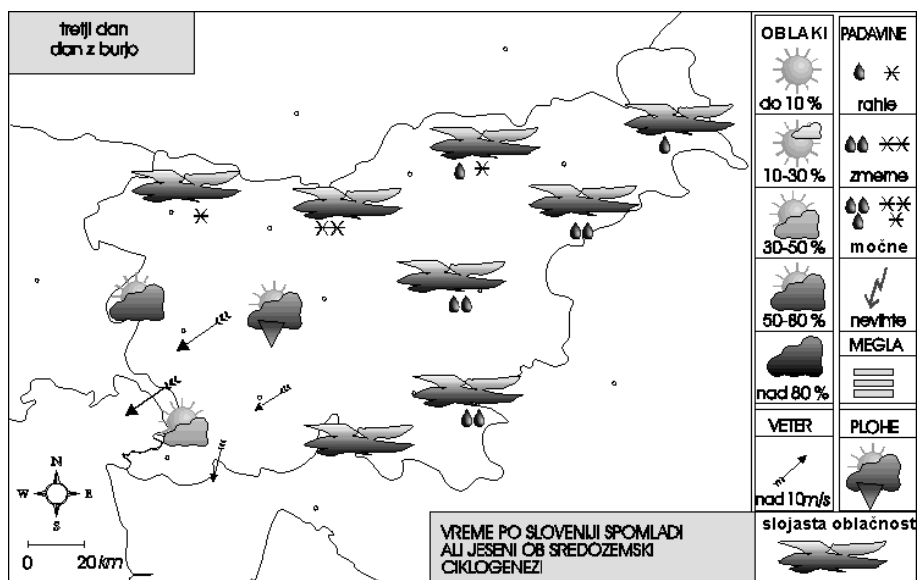
začne snežiti (če ni začelo snežiti že prej), temperatura od vzhoda postopno pada in na Primorskem začne pihati močna burja, najprej na Vipavskem, nato pa še na Krasu in ob obali. Kmalu po pričetku burje pride najprej ob obali, nato pa tudi na Vipavskem, do delnih zjasnitev.

Burja je močen, sunkovit severovzhodni veter. Pojavi se po prehodu hladne fronte, ko se hladnejši zrak prek grebenov Dinarske gorske pregrade (Trnovski gozd, Nanos, Javorniki, Snežnik, Kras) zliva proti obali. Pri tem pride do adiabatnega ogrevanja in pogosto do delne razjasnitve. Najmočnejša burja je tik pod gorsko pregrado, proti morju pa slabi. Burja je sunkovit veter, hitrost vetra v sunkih doseže tudi 50 m/s, vmes so obdobja z dosti manjšimi hitrostmi. Sunkovitost burje povzroča težave v prometu na izpostavljenih odsekih; burja prenaša tudi sneg in gradi zamete. Največkrat traja le dan ali dva, včasih pa tudi dlje.

V zahodni Sloveniji po prehodu fronte padavine hitro oslabijo in ponehajo, delno se razjasni. Pri nas tedaj začne pihati hladen in suh severni fenski veter, medtem ko na severni strani Alp tedaj še vedno sneži. V vzhodni Sloveniji po ohladitvi padavine oslabijo in ponehajo kasneje, tako da tam ta dan večinoma še ostane oblačno vreme.



SLIKA 7.29: Pregledna karta frontalnega vremena po Sloveniji ob polno razvitem sredozemskem ciklonu, ki potuje s fronto prek Slovenije.



SLIKA 7.30: Pregledna karta vremena po Sloveniji, ko se sredozemski ciklon pomakne nad Balkan, pri nas pa zapiha burja.

8

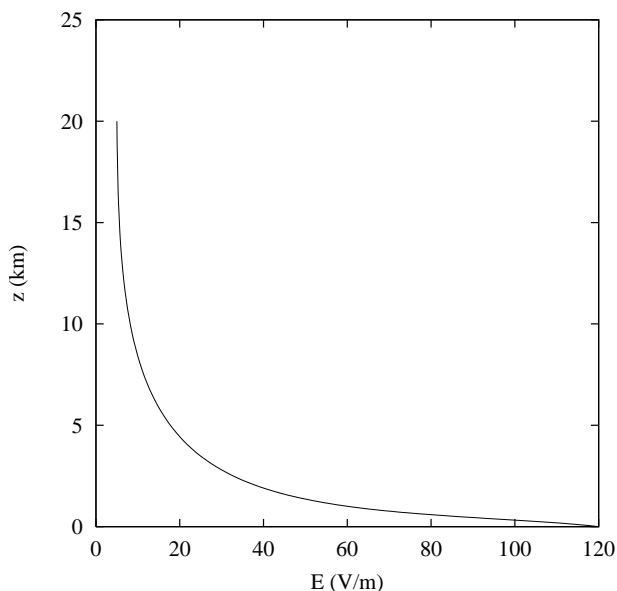
Električni in optični pojavi

8.1 Električna v ozračju

8.1.1 Električno polje v ozračju ob lepem vremenu

Začnimo z opisom razmer v mirnem ozračju brez oblakov. Tla so električno prevodna in ob lepem vremenu negativno nabita, ploskovna gostota naboja σ je okrog $-1,1 \cdot 10^{-9} \text{ As/m}^2$. Za vso Zemljo dobimo po vsej njeni površini skupni negativni naboj tal okrog $Q \approx -5,5 \cdot 10^5 \text{ As}$. Vendar zrak ni popoln izolator, saj je delno ioniziran. Vzrok za to so predvsem kozmični žarki. V zgornji troposferi in v spodnji stratosferi, kjer ti žarki vstopajo v relativno goste plasti ozračja, ionizirajo zrak. Zato največ ionov nastaja v višini kakih 14 km – reda velikosti deset milijonov parov v vsakem kubičnem metru na sekundo. V še večjih višinah, kjer je zrak že zelo redek, povzročajo ionizacijo žarki X in ultravijolični žarki. Zaradi skoraj popolne ioniziranosti in velike gibljivosti ionov (v zelo redkem ozračju je prosta pot velika) je ionosfera (med 80 km in 300 km višine) povsem prevodna. Blizu tal je ioniziranost zraka majhna. Majhna je tudi gibljivost ionov, zato je prevodnost zraka tudi majhna. Električna poljska jakost E je zato pri tleh sorazmerno velika, okoli 130 V/m. V zraku nad tlemi je zaradi presežka pozitivnih ionov nad negativnimi prostorsko porazdeljen pozitivni naboj. Zato jakost električnega polja z višino ne pada obratno sorazmerno z kvadratom razdalje, kot bi pričakovali pri površinsko ali volumsko porazdeljenem naboju, ampak pada približno eksponencialno. Tako je na višini 10 km vrednost električne poljske jakosti E samo še $E = 1 \text{ V/m}$.

Skupna napetost U med prevodnimi tlemi in prevodno ionosfero je okrog $U = 300 \text{ kV}$. Ker zrak ni popoln izolator, teče električni tok od tal navzgor: elektroni in negativni ioni navzgor, pozitivni ioni pa navzdol. Na gostoto toka vplivata tako jakost električnega polja, kakor tudi prevodnost. Pove-



SLIKA 8.2: Odvisnost povprečne električne poljske jakosti $E = -\frac{\partial U}{\partial z}$ od višine v ozračju. Vrednost pri tleh je $E_0 \approx -130 \text{ V/m}$.

Kako hitro bi se kondenzator praznil, ocenimo z znano enačbo za praznjenje kondenzatorja (npr. *Strnad: Fizika – Drugi del, 1978*):

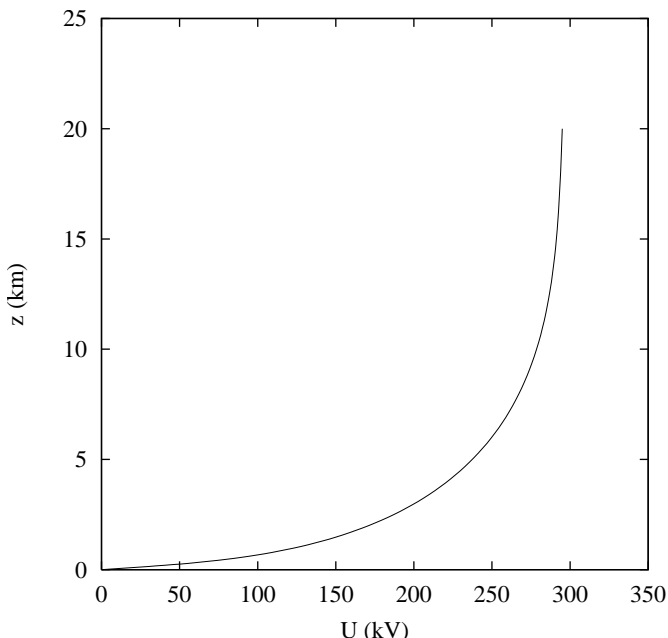
$$U = U_0 \exp \frac{-t}{\tau}, \quad (8.3)$$

pri čemer je $\tau = RC$ značilni čas, v katerem naboj ali napetost na kondenzatorju pade za faktor $1/e$. Iz naših ocen za kapaciteto in upor dobimo $\tau \approx 400 \text{ s} \approx 7 \text{ min}$.

Torej bi se kondenzator tla-ionosfera samo zaradi prevodnosti zraka (tudi če ne bi bilo udarov strel) kaj hitro izpraznil. V ozračju pa se neprestano dogajajo tudi procesi, ki ves čas učinkovito skrbijo za razdeljevanje naboja in tako polnijo ta kondenzator. To se dogaja v oblakih, predvsem v nevihtnih, in sicer s procesom razdelitve naboja.

8.1.2 Razdelitev naboja

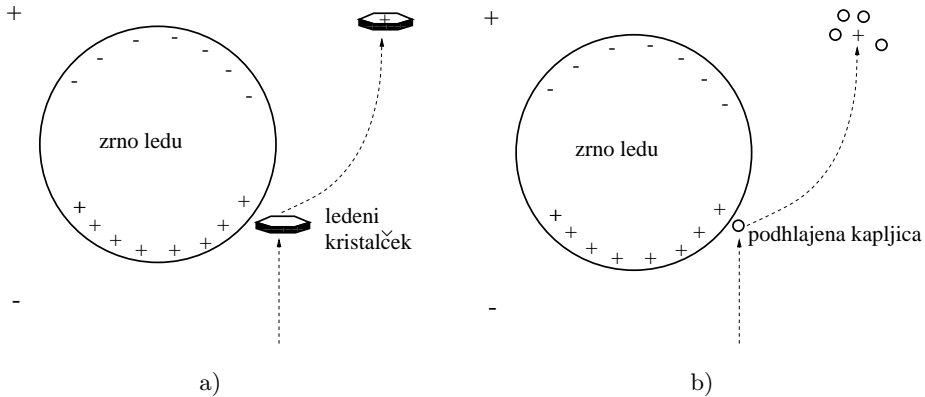
Kako se v oblakih električni naboj deli, da imamo v ozračju presežek pozitivnega naboja? Kako se v nevihtnih oblakih prenaša ta presežek pozitivnega naboja navzgor? Kako nekaj naboja še vedno ostane razdeljenega tudi potem, ko je vreme spet lepo, kljub udarom strel, ki naboj delno izravnajo? Kako nevihte po vsej Zemlji vzdržujejo napetost v ozračju?



SLIKA 8.3: Povprečno naraščanje električne napetosti ozračja z višino glede na tla.

Dokončnih odgovorov na ta vprašanja še vedno nimamo. Choji Magono v monografiji o strelah začena poglavje o razdeljevanju naboja z odstavkom: *Neki šaljivec je rekel, da je o razdeljevanju naboja toliko teorij, kolikor je udarov strel. Eden od razlogov za to obilje teorij je verjetno pomanjkanje opazovanj, posebno znotraj oblakov samih. Drugi pa utegne biti v številnih laboratorijskih poskusih, ki, kakor se zdi, kažejo, da je skoraj vsako dogajanje v vodi, v kateremkoli agregatnem stanju, povezano z naelektrenjem.*

Res poznamo zelo veliko načinov razdeljevanja naboja, ki potekajo na treh ravneh: na ravni molekul, na ravni oblačnih in padajočih delcev (kapljic ali kristalčkov) ter na ravni oblaka. Med prve štejemo pojave, da nastane napetost med točko v vodi in točko v ledu ter med točko v pari (zraku) in točko v ledu. Napetost nastane tudi med dvema deloma kristala z različnima temperaturama. V ozračju se naboja ločita pri trkih, ki jim sledi delno spajanje in ponovno ločevanje oblačnih in padajočih kapljic, kristalčkov, zrn sodre ali toče, ki se zaradi različne velikosti in oblike različno hitro gibljejo. Poleg tega se v oblaku dviga in spušča zrak, ki nosi s seboj kapljice in kristalčke. Tisti, ki so dovolj lahki, se gibljejo praktično skupaj z zrakom, torej v vzgornikih navzgor. Tisti pa, ki so dovolj veliki in težki, padajo navzdol. Oboji se ob trkih lahko nabijejo s pozitivnim oz. z negativnim nabojem.



SLIKA 8.4: Danes najbolj veljavna mehanizma delitve naboja v nevihtnih oblakih: (a) ledeni kristalček za trenutek trči z zrnom ledu (sodre ali toče), se ob njem nabije in odleti navzgor z dvigajočim se zrakom; (b) podhlajene kapljice delno primrzujejo, drobni ostanki kapljic pa dobijo pozitivni naboj ob trku z zrnom ledu. K razdelitvi naboja prispevajo še nekateri drugi procesi.

Procesov, ki prispevajo k razdelitvi naboja, je veliko. Novejša spoznanja [22] dajejo največ veljave izmenjavi naboja ob trkih med različno hitro rastočimi ledenimi delci, pri čemer se hitreje rastoči nabijejo pozitivno, tisti, ki rastejo počasneje, pa negativno, ter influenčno-težnostnemu ločevanju naboja, ki ga bomo nekoliko podrobneje opisali (slika 8.4).

V nevihtnem oblaku so delci različnih velikosti, tekoči in zmrznjeni. V vzgonskih tokovih se manjši delci dvigajo, večji pa padajo. Zaradi električnega polja se v delcih naboj razdeli: spodaj se nabere pozitivni, zgoraj negativni naboj. Večji delci so v nevihtah navadno zmrznjeni. Ledeni kristalček, ki trči v tak delec, se nabije in velikokrat odleti naprej navzgor (slika 8.4a). Če prileti na ledeni delec podhlajena kapljica, kakršne najdemo v oblakih pri temperaturi precej pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, se ob trku navadno razleti in delno primrzne. Drobni ostanki, ki se razletijo, prejmejo od velikega delca ob trku pozitivni naboj. Tudi te drobne kapljice odnese vzgornik v višino (slika 8.4b).

Opisana teorija pojasni nekaj opazovanih dejstev:

1. Glavnina pozitivnega naboja v oblakih je v višjih delih oblakov, nekaj kilometrov nad glavnino negativnega naboja.
2. Glavnina negativnega naboja je v oblaku, kjer je temperatura pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ in kjer so v oblaku veliki ledeni delci, glavnina pozitivnega naboja pa tam, kjer je temperatura še nižja in kjer so le drobni oblačni delci.
3. Naboj se najbolj razdeljuje ob močnih vzgornikih v oblakih.

8.1.3 Udari strel

Slovenija leži na območju, ki je med najbolj nevihtnimi v Evropi, in sicer se od Slovenskega Primorja preko osrednje Slovenije proti Savinjski dolini in Pohorju ter naprej po avstrijskem Koroškem in Štajerskem razteza pas, v katerem je po dolgoletnih opazovanjih v povprečju blizu 50 nevihtnih dni na leto. Tudi števcji strel kažejo, da je udarov zelo veliko, posebej izstopa Skalnica nad Gorico.

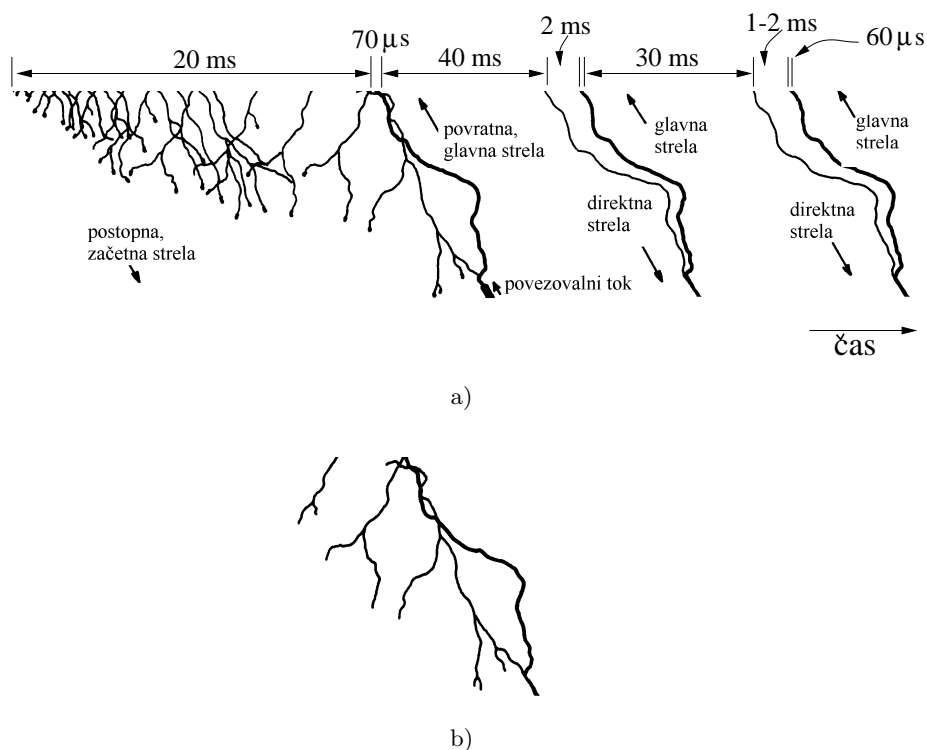
Največ strel preskoči med deli oblakov. Tu si oglejmo, kaj vemo o streli iz oblakov na tla ali obratno. V takem udaru strele, ki je lahko dolga tudi nekaj kilometrov in ki ga zaznamo kot en sam blisk, je pravzaprav več zaporednih strel. Kako torej udari strela iz oblaka?

Idealen suh zrak v naravi začne prevajati elektriko, če električna poljska jakost preseže okoli $3 \cdot 10^6$ V/m. Pri povsem enakomerni porazdelitvi napetosti bi bila tedaj pri nekajkilometrski razdalji med oblakom in tlemi za preboj potrebna napetost okrog 10 milijard voltov. V resnici pa strela udari že pri dosti manjši napetosti, in sicer zato, ker se tu in tam pojavljajo neenakomerne porazdelitve naboja, tako da je med dvema takima točkama mnogo višja napetost kot med enako oddaljenima drugima dvema točkama. Izmerili so namreč, da je napetost pred udari strele v povprečju na razdalji 1 metra samo okoli 300 000 V, se pravi desetkrat manj od prebojne vrednosti ali pa še manj.

Zaradi lokalno povečane električne poljske jakosti strela v prvem koraku preskoči razdaljo nekaj deset metrov daleč, za kar potrebuje okrog milijoninko sekunde. Tok pri tem doseže okrog 600 A in z njim se pretoči presežek naboja od oblaka navzdol na mesto bliže tlom. Po času okrog 50 mikrosekunde taka t. i. *vodilna strela* naredi spet nov korak (slika 8.5b). Ker napreduje na opisani način, jo imenujemo tudi *postopna strela*. Mnogi od krakov te vodilne strele ne najdejo prave poti proti tlom. Ko pa se eden približa tlom na kakih 50 metrov, se navadno pojavi od tal *povezovalni tok* in navzgor udari *povratna ali glavna strela* skozi celotni, že utrti kanal ioniziranega zraka.

Efektivna hitrost začetne postopne strele je le okrog 150 000 m/s, povratna strela pa skozi ionizirani zrak napreduje dosti hitreje: okrog $50 \cdot 10^6$ m/s (okrog šestine svetlobne hitrosti). Tudi tok glavne strele je močnejši, okrog 10 do 20 kA, izjemoma celo preko 100 kA. Udar se nekajkrat ponovi. Nove začetne strele sedaj ne iščejo poti, saj pride do ponovitve običajno po okrog 0,04 sekunde, ko se ioni še ne povežejo nazaj v molekule. Zato ta ponovni udar *direktne strele* kar plane navzdol. Njena hitrost okrog $2 \cdot 10^6$ m/s je vseeno manjša od hitrosti glavne strele. Čez kako tisočinko sekunde sledi spet nova povratna strela in vse se navadno še nekajkrat ponovi. Teh nekaj zaporednih udarov strele traja manj kot pol sekunde.

Zrak se v ioniziranem kanalu segreje na okrog 30 000 stopinj in svetlo zažari



SLIKA 8.5: Shematičen prikaz postopnega napredovanja začetne strele, glavne povratne strele ter ponovitev, ki se pričnejo z direktno streljo (a), in skica tistega, kar se nam kaže kot en blisk (b) (po Iribarnejju in Choju, 1980).

kot *blisk*. Tlak močno naraste in se kot *grom* v obliki udarnega vala in zvoka širi navzven od osi strele.

Pri udaru strele se pretoči le malo naboja: tipično okrog 30 As. Za primerjavo: to je toliko naboja, kot ga steče skozi stovatno žarnico v eni minuti. Velika energija, ki se sprost, približno 40 GJ (okrog 10 000 kWh), torej ni posledica močnega toka naboja, temveč visoke napetosti pri tem.

Odkod izvira ta energija? V nevihtnih oblakih je dovolj. Vertikalne hitrosti v vzgornikih 10 m/s so nekaj vsakdanjega. Ko se dviga s to hitrostjo 1 km³ zraka, torej milijon ton (10⁹ kg) zraka, kar ni nič posebnega, je njegova kinetična energija okoli 60 GJ. Kapljic je v enem kubičnem metru oblaka okrog 1 gram. Če je torej v enem kubičnem kilometru zraka okrog tisoč ton vode, npr. v višini 5 km od tal, je njena potencialna energija tudi okoli 60 GJ. Še neprimerno večja je energija, okrog 3 TJ, ki se je sprostila pri tem, ko so kapljice s kondenzacijo nastale iz vodne pare in oddale izparilno toploto; ta

je primerljiva z energijo jedrskih bomb. To je več kot dovolj močen vir za kinetično in potencialno energijo, pa še za kakih tisoč udarov strele povrhu.

Kje udarjajo strele, ugotavljamo z lokatorji za strele, ki jim učinkovito pomagajo računalniki. Od strele se ne širi samo vidna svetloba, temveč tudi elektromagnetno valovanje najrazličnejših drugih valovnih dolžin, saj naboj, ki se pospešeno premika, oddaja elektromagnetne valove. Posebno sunkoviti so radijski valovi, daljši od nekaj metrov. Zanje se pogosto uporablja ime *sferiki*. S sprejemniki, ki zaznavajo prav te sunkovite sferike, se da ločiti elektromagnetno valovanje, ki izvira od strel, od najrazličnejših drugih elektromagnetnih valovanj celo na oddaljenosti do 4000 km od strele. Takšni sprejemniki so torej detektorji strel.

Nenavadna in zanimiva je *krogelna strela*. Ta se pojavi včasih po udaru strele iz oblaka na sorazmerno majhni višini nad tlemi. Svetla krogla premera kakih 15 cm zažari približno na mestu udara strele v tla, potem pa vijugasto potuje skozi ozračje in se na koncu razleti. Pojav še ni zadovoljivo in dokončno pojasnjen.

Včasih se naboji izravnavajo tudi brez udarov strel, z manjšimi, delnimi razelektritvami. Tak pojav je *Elijev ogenj*, pri katerem iz koničastih predmetov, ki so na tleh ali so s tlemi v električnem kontaktu, izhaja naboj, kar spremljajo majhni plamenčki. Ti plamenčki vsekakor opozarjajo na močno električno polje in prav je, da Elijev ogenj razumemo kot opozorilo na morebitni udar strele.

8.2 Optični pojavi

Med optične pojave v ozračju štejemo *vidnost* oz. zmanjšano vidnost, *ukrivljanje* svetlobe skozi ozračje, pojave, kot so *mavrica*, ter *hálo*, *venec* okrog Sonca ali Lune, *glorija* okrog sence opazovalca, ki nastane na meglenem morju pod njim, ter svetel *sij na rosi*, spet okrog sence glave opazovalca. Podrobneje bomo v nadaljevanju opisali le mavrico, ostale bomo le na kratko omenili.

8.2.1 Pojavi zaradi sipanja svetlobe

Zmanjšana *vidnost* je v ozračju posledica motnosti ozračja zaradi povečanega števila delcev v zraku. Na delcih, ki so približno tako veliki, kot je valovna dolžina svetlobe, se svetloba siplje, zato je vsak zase vir sipane svetlobe. Vsaka kapljica megle npr. sipa svetlobo na vse stani in deluje kot drobno svetilo. Zato je megla bela. Po drugi strani pa to, da vsaka kapljica »sveti«, pomeni tudi, da morebiten črni predmet, če ga gledamo od daleč, ni več viden kot črn, saj je med njim in opazovalcem vse več in več svetlečih se kapljic. Zato vse bolj

in bolj izginja v sipani svetlobi. Kontrast črnih predmetov na svetlem ozadju (npr. na nebu) z oddaljenostjo slabi. Ko pade pod določeno mejno vrednost, kontrast izgine in predmeta ne vidimo več. Razdalja, na kateri nam predmeti podnevi niso več vidni, je razdalja vidnosti. Ponoči določamo vidnost tako, da opazujemo zaznavnost luči znanih moči v odvisnosti od razdalje. Opazujemo oslabitev svetlobnega toka od svetila proti opazovalcu, torej drugačen pojav, kot pri vidnosti podnevi. Zato je potrebna uskladitev obeh metod opazovanja, saj želimo tudi ponoči ocenjevati motnost ozračja, ki se ujema s podatkom o vidnosti, ki smo jo ugotovili podnevi.

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

Sipanje svetlobe na molekulah zraka je vzrok, da ozračje vidimo in sicer kot *modro nebo*. Najbolj se namreč sipa svetloba najkrajših valovnih dolžin (Rayleighovo sipanje je sorazmerno λ^{-4}). V vidni svetlobi pripada najkrajša valovna dolžina sicer vijolični barvi, toda njen delež je sorazmerno majhen. Nad vijolično barvo zato prevlada naslednja – modra. Najmanj se sipata oranžna in rdeča svetloba, ki sta na drugem koncu spektra. Ob zahodu Sonca je modra svetloba večinoma razpršena in v direktni sončni svetlobi ostane predvsem rdeča svetloba. Tako so zahajajoče Sonce in od njega osvetljeni hribi ali morebitni oblaki videti rdeči: *večerna zarja*.

Včasih so *glorijo* – barvne kroge na megli ali na oblakih pod sabo z radijem nekaj stopinj, videli le redki (le redki so se vzpenjali na visoke vrhove, nad meglo ali nad oblake). Danes letala redno dvigajo ljudi nad oblake, pa tudi z vzpenjačami se ljudje pogosto dvignejo nad megleno morje pod sabo. Zato dandanašnji pogosto vidimo več barvnih krogov okrog sence letala ali okrog svoje sence. Svetloba se na kapljicah sipa tudi nazaj proti opazovalcu. Sipanje na kapljicah je Mievo sipanje, pri katerem se intenzivnost sipanja v sicer le malo različne smeri močno razlikuje: veliko svetlobe v neko smer, pa manj v le malo drugačno smer, in spet več v še malo drugačno smer. Poleg tega je ta smerna odvisnost intenzivnosti sipanja za različne barve različna: v smer, kamor se npr. najbolj sipa rdeča svetloba, se najmanj sipa modra svetloba. Tako razložimo pojav barvnih kolobarjev.

8.2.2 Pojavi v zvezi z ukrivljanjem žarkov skozi ozračje

Ukrivljanje svetlobe skozi ozračje je posledica tega, da je zrak pri tleh gostejši, kot je višje v ozračju. Zato je tudi lomni količnik pri tleh večji in posledica je, da se svetlobni žarki ukrivljajo navzdol. V zvezi s tem je več pojavov.

Astronomska refrakcija je pojav, da so nebesna telesa navidezno višje, kot je njihov resnični položaj na nebu. Čim bližje obzorju je objekt, tem večja je refrakcija. Ne da bi se tega zavedali, imamo poleg astronomov, z njo opraviti vsi: ko se Sonce ob zahodu navidezno dotakne obzorja, je geometrijsko že pod njim. Zato je dan nekoliko daljši. V zmernih geografskih širinah to niti ni kdo ve kako pomembno, pač pa je npr. na ruski Novi Zemlji polarna noč kar za 15 dni krajša kot bi jo izračunali samo z geometrijskimi podatki. Poleg tega je refrakcija za spodnji rob Sonca, ki je bližje obzorju, večja, kot je za zgornji. Zato je videti ob zahodu (in seveda tudi ob vzhodu) *Sonce sploščeno*.

Zemeljska refrakcija je podoben pojav: hribi so videti nekoliko višje, kot je njihov resnični položaj. To velja še posebej takrat, ko je pri tleh izrazito mrzlo in je s tem gostota zračnih plasti pri tleh še posebej velika. To se pri nas zgodi ponavadi po prehodu hladne fronte, ki pogosto tudi močno očisti ozračje. Tedaj so okoliški hribi navidezno višji kot navadno, pa tudi vidnost je dobra: občutek imamo, kot da so precej bolj blizu. Geodeti morajo pri optičnih meritvah zemeljsko refrakcijo upoštevati.

Če je plast zraka tik pri tleh močno pregreta, se žarek ukrivlja drugače, in sicer navzgor. Zgodi se lahko, da se žarek od oddaljenih objektov na obzorju ukrivi ob tleh tako, da pride do oči opazovalca. Zato je videz, da se na tleh ti objekti zrcalijo; videti je, kot da so tla mokra. Ker je ukrivljenost le majhna, opazimo pojav le na velikih oddaljenostih od sebe. Potrebno je torej veliko območje brez ovir: npr. dolgi odseki ravne ceste pa lahko vidimo to, t. i. *spodnje zrcaljenje*.

Kadar so zrcaljenja nenavadna, jim rečemo *fata morgana*. Taka zrcaljenja se dogajajo npr., ko se v ozračju po višini izmenjujejo relativno bolj in manj goste plasti, kar se zgodi npr. ob temperaturnih inverzijah v višinah. Zaradi nenavadnih ukrivljanj žarkov so slike oddaljenih objektov tudi zelo nenavadne.

8.2.3 Lom in odboj na kapljicah in kristalčkih – mavrica, hálo in sij na rosi

Podrobneje bomo opisali predvsem pojav dveh *mavric*, ki ju lahko pogosto opazujemo, ko ob soncu za našim hrbtom svetloba prihaja v oko po lomu in odboju na kapljicah: močnejše je vidna mavrica z lokom polmera 42° , šibkeje pa z večjim lokom 50° . Včasih vidimo še *interferenčne mavrice*.

Redkeje (a še vedno nekajkrat letno) je viden mavrici podoben pojav *hálo*: to so ostro razvidni krogi, predvsem dva s polmerom 22° in 46° okrog Sonca, ali le deli takih krogov ter deli tangentnih lokov k tem krogom. *Hálo* nastaja po lomu na kristalčkih v cirusnih oblakih. Vidimo ga, seveda šibkejšega, tudi okrog Lune.

Hála ne zamenjujmo z uklonskim pojavom *vencem* (tega ne bomo posebej opisovali), ki je manjši, od 1° do 10° širok krog, včasih pa skoraj enakomerno svetel disk okrog Sonca ali Lune, in ki nastane zaradi uklona.

Potem je tu še svetel *sij na rosi* okrog sence glave – ta je manj znan, čeprav bi ga lahko opazovali zelo pogosto, če bi bili le pozorni nanj.

Mavrico poznamo vsi. Malokdo pa ve, da vidi vsak opazovalec svojo mavrico (to velja pravzaprav za vse optične pojave s krožno simetrijo, katere središče je na osi Sonce – glava opazovalca, torej tudi za glorio, sij na rosi, venec in hálo).

Mavrico vidimo, kadar sije sonce izza hrbta na deževne ali umetno razpršene kapljice. V oko opazovalca pride le tista svetloba, ki se je na kapljicah preusmerila nazaj (slika 8.6). Žarek se ob vstopu v kapljico lomi k vpadni pravokotnici. Po odboju (ali, za mavrice višjih redov, po več odbojih) se ob izstopu iz nje še enkrat lomi, tokrat od vpadne pravokotnice. Pri tem se žarkom pri *mavrici prvega reda* z enim notranjim odbojem smer spremeni za:

$$D = 2(\alpha - \beta) + (\pi - 2\beta) \quad (8.4)$$

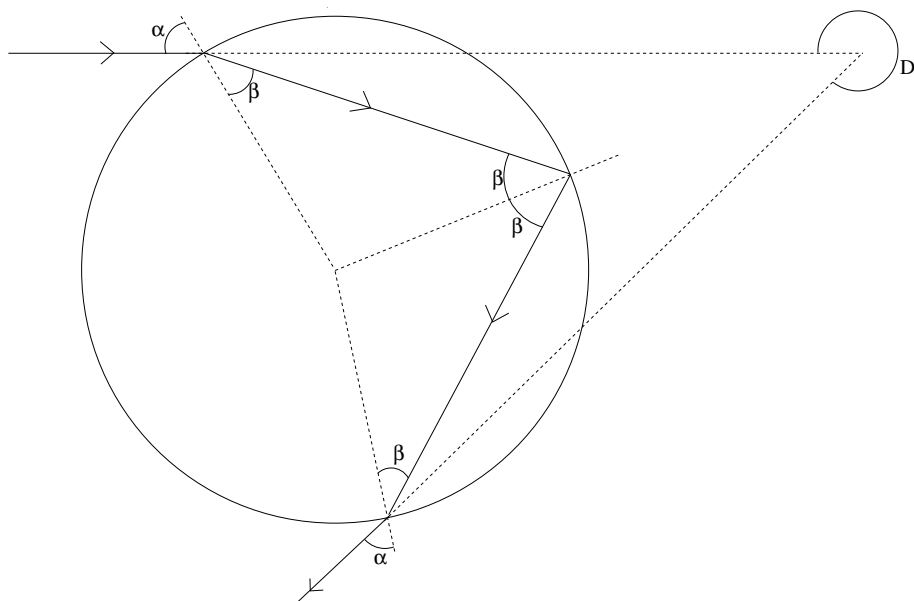
oz. pri mavricah višjih redov z več oz. i notranjimi odboji pa za:

$$D = 2(\alpha - \beta) + i(\pi - 2\beta). \quad (8.5)$$

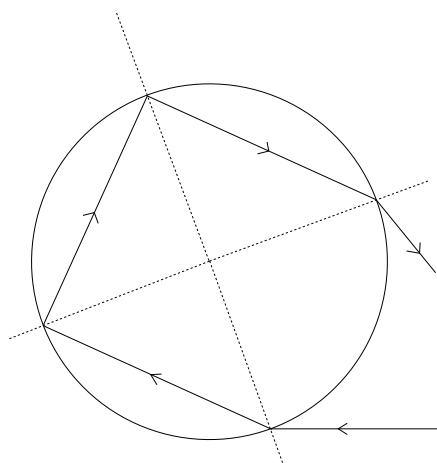
K vtisu mavrice prispeva samo svetloba, ki se koncentrira v smeri proti opazovalcu. K svetlosti največ prispevajo žarki, ki se jim smer maksimalno spremeni, za kot D_0 . Ta pogoj za ekstrem formalno pomeni:

$$\frac{\partial D}{\partial \alpha} = 0 \quad \text{ter} \quad \frac{\partial^2 D}{\partial \alpha^2} < 0. \quad (8.6)$$

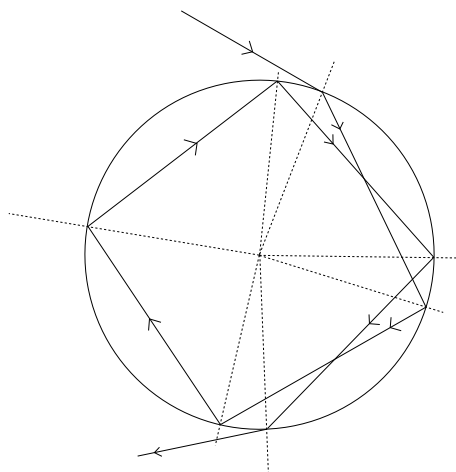
Fizikalni pomen je naslednji: kljub temu, da vpada svetloba na vso kapljico, da torej veljajo za vpad svetlobe na različne dele kapljice različni vpadni koti, se precejšen del svetlobe preusmeri v neko smer D_0 , pri kateri velja ekstrem $D_0 = \max.$, oz. $\frac{\partial D}{\partial \alpha} = 0$. Še drugače, recipročna vrednost tega pogoja: $\frac{\partial \alpha}{\partial D} \Rightarrow \infty$, nam ta pove, da se svetloba iz sorazmerno velikega razpona vpadnih kotov $\Delta \alpha$ koncentrira v smer okrog D_0 (slika 8.7), kar ustvari svetlo mavrico.



mavrica 1. reda

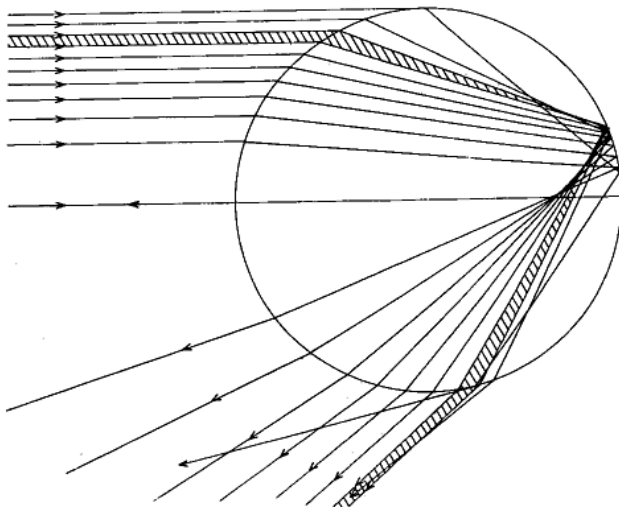


mavrica 2. reda



mavrica 5. reda

SLIKA 8.6: Mavrice 1., 2. in 5. reda (z enim, dvema in petimi notranjimi odboji v kapljicah) nastajajo nasproti soncu. Mavrinci 1. in 2. reda vidimo pogosto, mavrice 5. reda pa ne, ker je šibka in ker se delno tudi prekriva z mavrico 2. reda. Mavrince 0. reda ni (svetloba se ne koncentrira), mavrici 3. in 4. reda pa nastaneta na tisti strani, od koder sije sonce, zato ju zaradi njegove bleščave ne vidimo.



SLIKA 8.7: Svetloba iz črtkano označenih vpadnih kotov $\Delta\alpha$ se vsa odkloni v približno isto smer. Svetloba iz vseh drugih vpadnih kotov se razpršuje na vse strani (po Trickerju, 1970).

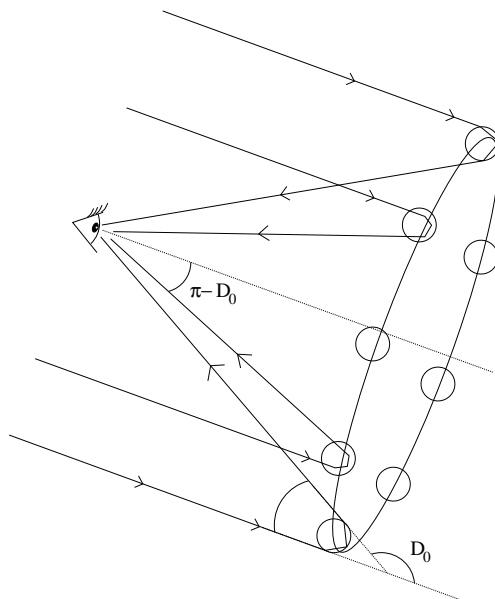
Ker pri okroglih kapljicah velja krogelna simetrija, so poti žarkov osno simetrične glede na os Sonce – glava opazovalca. Zato k mavrici prispevajo kapljice, ki so na stožcu, katerega vrh je v očesu opazovalca, njegov polovični kot pa je odvisen od odklonskega kota D_0 . Polovični kot stožca oz. polmer mavrice je za mavrico prvega reda enak $\pi - D_0$ (slika 8.8), pri mavrici drugega reda pa $2\pi - D_0$.

Za izračun spremembe smeri žarkov ter s tem za izračun kota stožca oz. polmera mavrice upoštevamo še lomni zakon:

$$\sin \alpha = n \sin \beta. \quad (8.7)$$

* Ko povežemo ta lomni zakon s pogojem o ekstremu $\frac{\partial D}{\partial \alpha} = 0$, lahko izračunamo, pri katerih kotih α , β in D_0 sta hkrati izpolnjena lomni zakon in pogoj o ekstremu. Dobimo $\cos^2 \alpha = \frac{n^2 - 1}{2i + i^2}$. Vrednosti za lomni količnik vode n je približno $n \approx 1,33$ (za zrak je lomni količnik približno enak 1). Za mavrico prvega reda ($i = 1$) velja $\alpha \approx 59^\circ$, $\beta \approx 40^\circ$ in $D_0 \approx 138^\circ$, kar pomeni, da ima mavrica prvega reda polmer $\pi - D_0 \approx 42^\circ$. Za mavrico drugega reda ($i = 2$) pa velja $\alpha \approx 71^\circ$, $\beta \approx 45^\circ$ in $D_0 \approx 309^\circ$, ter za polmer mavrice $2\pi - D_0 \approx 51^\circ$. *

Pri mavrici občudujemo predvsem barve. Svetloba se razkloni v spekter barv zato, ker je lomni količnik n za različne barve različen. Za svetlobo različnih barv veljajo različne spremembe smeri, v skladu z lomnim zakonom $\sin \alpha = n \sin \beta$. To pomeni, da svetloba različnih barv prihaja v naše oko



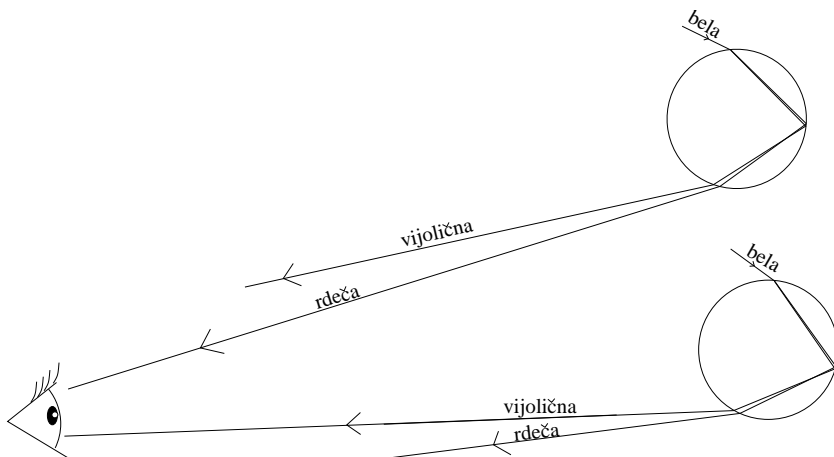
SLIKA 8.8: K svetlobi mavrice prispeva lom in odboj na kapljicah, ki so na stožcu, katerega vrh je v očesu opazovalca, njegov polovični kot pa je odvisen od odklonskega kota D_0 .

od različnih kapljic: rdeča svetloba od kapljic, ki so pri mavrici 1. reda bolj vstran od smeri Sonce – glava opazovalca, in vijolična od tistih kapljic, ki so bliže, torej na manjšem radiju (slika 8.9). Pri mavrici 1. reda je za rdečo, za katero je lomni količnik vode $n = 1,3311$ lok širok $42,22^\circ$, za vijolično z lomnim količnikom vode $n = 1,3435$ pa $40,36^\circ$. Pri mavrici 2. reda ima rdeča lok širine $50,64^\circ$, vijolična pa lok $53,76^\circ$.

Mavrica prvega reda ima rdečo barvo zunaj in vijolično znotraj loka, mavrica drugega reda, ki je šibkejša, in jo zato redkeje vidimo, nastane okrog mavrice prvega reda, a z obratnim zaporedjem barv. Med njima je sorazmerno temen pas, od koder ne prihaja kaj dosti svetlobe.

Popolnejši opis mavrice bi moral vključiti še obravnavo jakosti, polarizacije ob lomu in odboju, uklon in interferenco itd. To presega naš okvir; omenimo samo še to, da lahko *interferenčne mavrice* sorazmerno pogosto vidimo ob mavrici prvega reda.

Hálo razložimo podobno kot mavrico. Pri tem je treba upoštevati, da za ledene kristalčke ne velja krogelna simetrija, temveč gre za lom na šeststranih prizmah. Pri hálu tudi ni nobenega notranjega odboja, zato nastane okrog sonca.



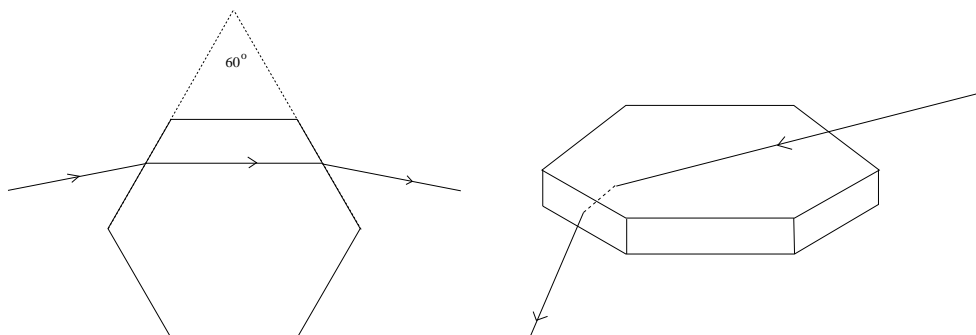
SLIKA 8.9: Rdeča svetloba pride v oko od drugih kapljic kot vijolična: rdeča od »vijoličnih kapljic« se namreč usmeri drugam, prav tako se vijolična od »rdečih kapljic« tudi usmerja drugam in ne proti opazovalcu.

Priviligirani so tisti žarki, ki potekajo skozi kristalček simetrično glede na simetralo lomečega kota A kristala – optične prizme (pri mavrici skozi okrogle kapljice sploh ni mogoč nesimetričen prehod). Pri šeststrani prizmi sta kota dva: $A = 60^\circ$ in $A = 90^\circ$ (slika 8.10). Za spremembo smeri pri kotu D_0 , pri katerem se svetloba koncentrira, velja:

$$\sin \frac{D_0 + A}{2} = n \sin \frac{A}{2}. \quad (8.8)$$

Če žarek vstopi skozi stransko ploskev in kristal zapusti skozi drugo, nesosednjo stransko ploskev, dobimo koncentracijo svetlobe v smer, ki je za 22° odklonjena od prvotne. Če pa žarek vstopi skozi osnovno ploskev, se smer spremeni za 46° (slika 8.10). Tako nastaneta, če so kristalčki v oblaku naključno orientirani, kroga s premerom 22° in 46° . Če so kristalčki predvsem pokončno orientirani, krog degenerira v dve pegi na obeh straneh Sonca – t. i. sosonci. Če pa so orientirani približno pokončno, se ti dve pegi preoblikujeta v loka. Hálo z notranjimi odboji v kristalčku je šibek, povzroči pa pegi z radijem malo manj kot 90° okrog sonca ali v del kroga razvlečeni pegi. Mogoči so tudi drugi loki, tako da je kompleksni hálo (ki je v popolnosti le redko viden) kar precej zapleten.

Sij na rosi bomo opisali le na kratko. Brez izpeljave povejmo, da je gorišče debele, povsem okrogle leče na razdalji $\frac{r(n-1)}{n}$ od sredine leče. Tu je r radij leče – v našem primeru kapljice rose, n pa lomni količnik – v našem primeru



SLIKA 8.10: Sprememba smeri žarka pri prehodu skozi ledeni kristalček. Pri prehodu skozi dve nesosednji stranski ploskvi prizme nastaja hálo 22° , pri prehodu skozi osnovno in stransko ploskev pa hálo 46° .

za vodo $n \approx 1,33$. Torej je $\frac{n-1}{n} \approx 0,25$ in zato se sončna svetloba zbira na oddaljenosti približno štirih radijev od središča kapljice. Če je tam kak zaslon – npr. kaka travna bilka, je ta močno osvetljena. Svetle pege z množice teh zaslonov se preslikavajo nazaj skozi kapljice – torej pretežno v smeri nazaj proti svetlobnemu viru. Gre torej za odboj predvsem nazaj proti viru svetlobe, s tem pa tudi proti opazovalcu, ki je ravno v osi vpadajočih žarkov. Zato je neko območje okrog sence glave videti precej svetlo: videti je, kot da je okrog sence glave svetel sij.

9

Fizikalne osnove klime

9.1 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, odklik 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 strnjenege gozdička je mikroklima dokaj enotna in drugačna kot v njegovi okolici. Lahko pa so prostorske razsežnosti tudi planetarne: npr. precejšen pas strnjenege kopnega na Zemlji, med kakimi 15° in 30° g. š. je, če zanemarimo 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 dnom je najtoplejši, t. i. termalni pas (zato so sadovnjaki navadno na pobočjih malo nad dnom 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.

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 s *faktorsko analizo*, *diskriminantno analizo* in podobno.

9.2 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 1.2.2, kasneje pa še v poglavjih 6.1 in 6.2.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{v} \cdot \nabla T \quad (9.1)$$

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 gmote 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 7.2 in 7.3. 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 7.3).

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 6.3, 6.4, 6.9 in 6.10).

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

9.2.1 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 $10 \mu\text{m}$) je za celotno Zemljo kot planet podano v tabeli 9.1.

povprečje za vso Zemljo	kratkovalovno sončno obsevanje ($174 \cdot 10^{15} \text{ W} = 100 \%^*$)	dolgovalovno sevanje tal ($114 \cdot 10^{15} \text{ W} = 100 \%^*$)
absorptivnost ozračja	20 % H ₂ O, CO ₂ + O ₂ , O ₃ , oblaki, aerosol	90 % H ₂ O, 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 %	–

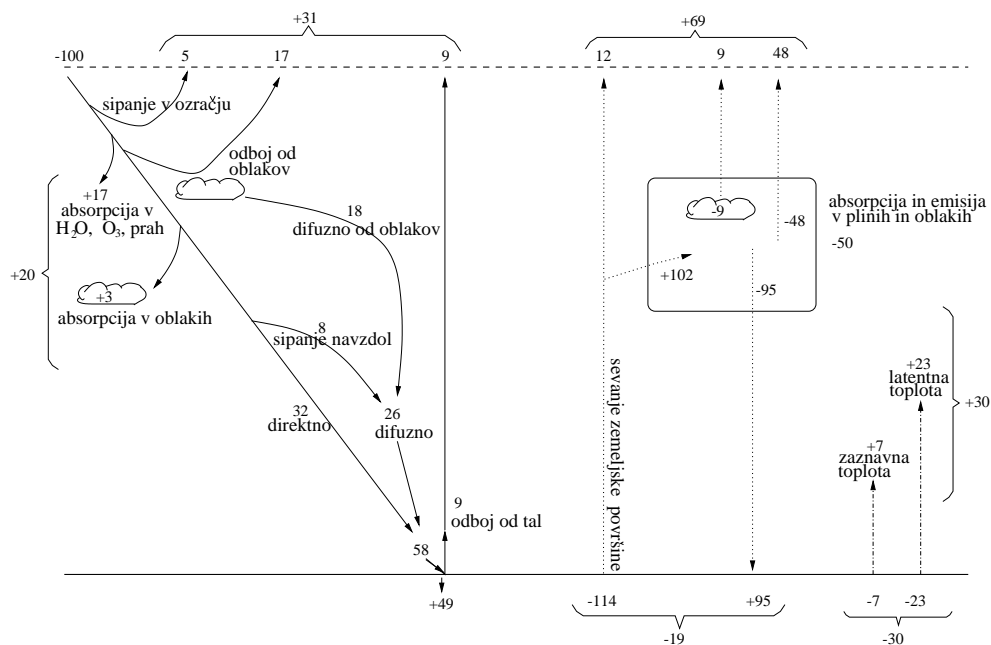
* Zemlja prestreza sončno obsevanje s svojim presekom, ki je štirikrat manjši od površine, tla (in ozračje) pa sevajo po vsej površini.

TABELA 9.1: Prepustnost ozračja za prenos sončnega sevanja in za sevanje tal navzgor (v vesolje) za Zemljo kot planet (s povprečno motnostjo, vlažnostjo in oblačnostjo – po Kiehlu in Trenberthu, 1997).

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 $99 \cdot 10^{15} \text{ W}$ navzven v vesolje, do tal pa pride iz ozračja sevanje moči $165 \cdot 10^{15} \text{ W}$; 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 jo podaja slika 9.2. 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.

Drugače 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,



SLIKA 9.2: Povprečna energijska bilanca Zemlje (po Kiehl in Trenberthu, 1997). Sto enot pomeni $174 \cdot 10^{15}$ W.

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 pov-

prečju 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.

9.2.2 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 ($1,367 \pm 0,1$ %) W/m^2 , kar imenujemo *solarna konstanta*. (Stare meritve dajejo različne rezultate, ki so v območju med 1322 in 1428 W/m^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 9.4.1. Nekaj o tem je tudi v poglavju 6.2.3.

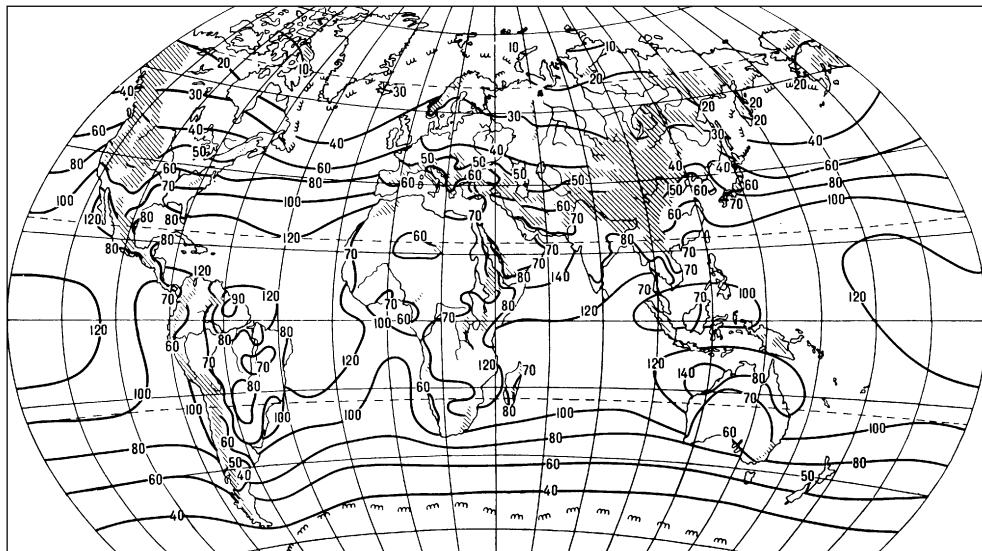
Na obsevanje na vrhu ozračja najbolj vplivajo geografska širina, letni časi in dnevni čas. Insolacija se seveda najbolj spreminja v dnevnem ciklusu. Dnevne vsote energije, ki pridejo na vrh ozračja, se nad ekvatorjem preko leta le malo spreminjajo: tam so vse leto med 30 in 35 MJ/m^2 na dan. Največje so spremembe ob polih: pozimi nič, poleti, ko sonce sije ves dan, pa do 45 MJ/m^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.

geografska širina (°)	0	30	60	90
sončno obsevanje (MJ/m^2)	10 890	9600	6200	4520

TABELA 9.2: Celoletni dotok energije sončnega obsevanje na vrh ozračja pri različnih geografskih širinah.

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 MJ/m^2 , ponekod, npr. ob Rdečem morju, celo več ko 9000 MJ/m^2 na leto. Najmanj so tla obsevana v pretežno oblačnih predelih južno od Grenlandije, na Spitzbergih in nad Beringovim morjem:

pod 2500 MJ/m^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 9.3. 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.



SLIKA 9.3: 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 (ur.), 1985; enote $42 \text{ MJ}/(\text{m}^2 \text{ leto})$, ker je slika še v starih, opuščenih enotah $\text{kcal}/(\text{cm}^2 \text{ leto})$).

9.2.3 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. 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 prepredena 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 zadnjo 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 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 9.2.4.

9.2.4 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 $1000 \text{ J}/(\text{kg K})$, je toplotna kapaciteta celotnega ozračja $5,3 \cdot 10^{15} \text{ MJ/K}$. 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: $4200 \text{ J}/(\text{kg K})$, zato je toplotna kapaciteta zgornje plasti oceanov dosti večja od tiste za celotno ozračje: $365 \cdot 10^{15} \text{ MJ/K}$. 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 toplota pa $800 \text{ J}/(\text{kg K})$. Odtod za vrhnjo plast tal, v kateri se temperatura spreminja, dobimo oceno za toplotno kapaciteto okrog $2,4 \cdot 10^{15} \text{ MJ/K}$.

Tabela 9.3 pove, da je že samo v tistem vrhnjem delu oceanov, ki se jim temperatura spreminja, daleč največ akumulirane toplote. Ta vrhnja plast

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

TABELA 9.3: 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).

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 divergence advektivnega toplotnega toka na nekem mestu na Zemlji so najpomembnejši prenosi toplote z oceanskimi tokovi.

9.2.5 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, više 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).

9.3 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 9.4. Sedaj pa razložimo, kot primer, nekaj

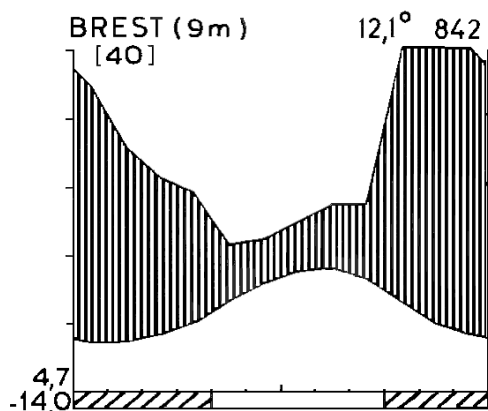
različnih tipov klime, ki jih opredeljujejo različni režimi energijske bilance. Prvi primer je maritimna klima ob Atlantiku z veliko toplotno kapaciteto in z izrazitim adveksijskim dotokom toplote. Drugi primer je primer monsunske klime, kjer se v letu menjata dva tipa advekcije, podobno kot se v dnevnem 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.

9.3.1 Klima, ki jo sooblikuje zalivski tok

Kraji ob oceanu imajo klimo, ki jo močno pogojujeja 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 9.4). 40-letno povprečje temperature je 12,1 °C. Povprečna minimalna dnevna temperatura najhladnejšega meseca je še vedno precej nad ničlo: 4,7 °C, absolutno najnižja temperatura, izmerjena kdaj koli v 40 letih opazovanj pa je -14,0 °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

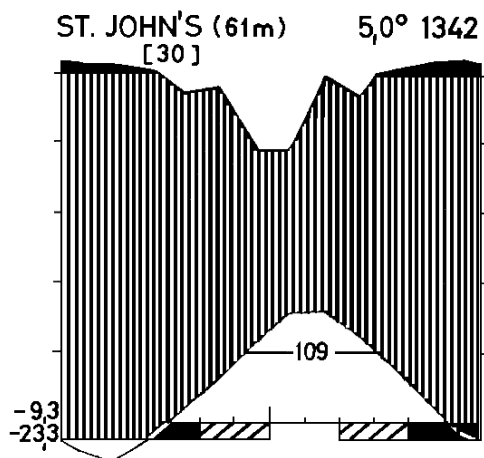


SLIKA 9.4: Klimatski diagram za Brest. Narisani sta letna poteka povprečne temperature (spodnja) in povprečnih padavin (zgornja krivulja); območje na diagramu med njima je vertikalno šrafirano. Skala za temperaturo obsega območje od 0 do 25 °C, skala za padavine pa od 0 do 100 mm. Pod abscisno osjo je 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).

– 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.

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 9.5). Že povprečna letna temperatura 5,0 °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 °C (absolutni minimum pa je -23,3 °C. Padavin je več: 1342 mm letno (kot pri



SLIKA 9.5: Klimatski diagram za St. John's (način prikaza klimatskih podatkov je pojasnjen pri diagramu za Brest – slika 9.4 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).

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 počrtnjen), 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 osonečenje 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 advekcijemskim dotokom toplote (topele oz. mrzle vode).

9.3.2 Monsunska klima

Samo na kratko opišimo monsun. Ta tip prevladujočih vetrov in z njimi povezanih padavinskih in sušnih obdobji 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 okrepljene. 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.

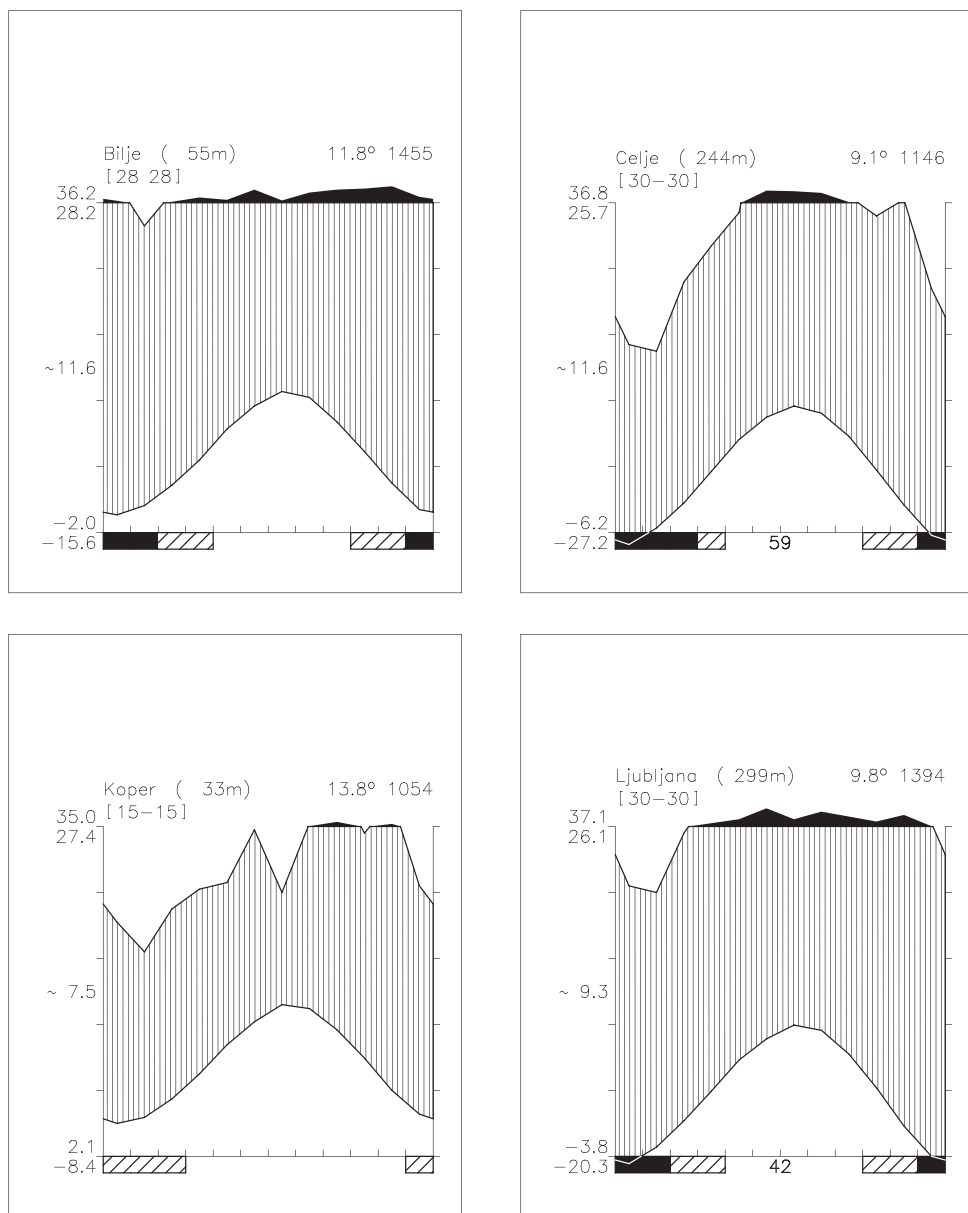
9.3.3 Klima Slovenije

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*.

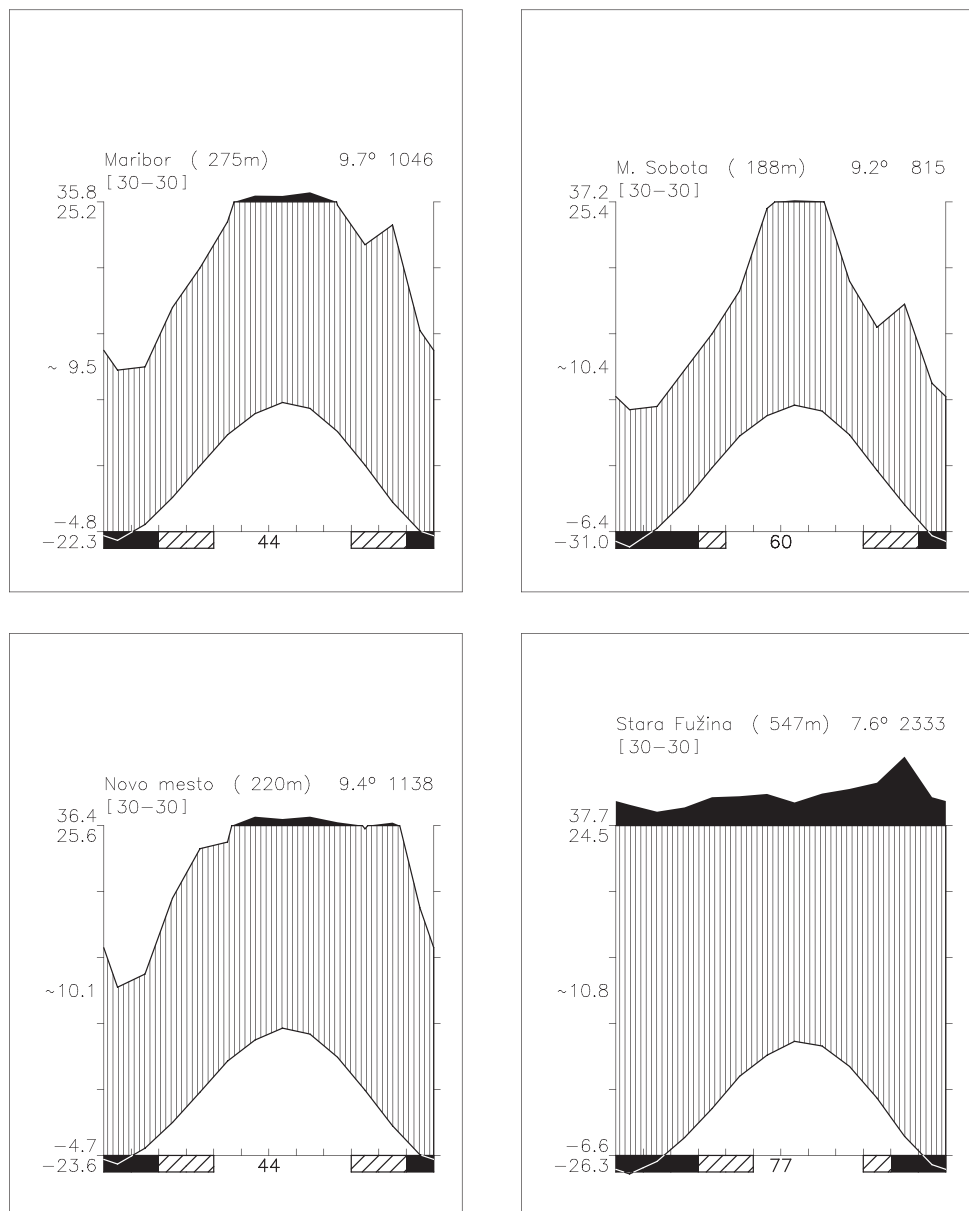
Temu primeren je tudi temperaturni režim: na vzhodu večje dnevne in letne spremembe temperature, ob morju manjše, v gorah na splošno temperature nižje (temperatura zraka pri tleh v Sloveniji se znižuje z višino povprečno za 5,3 °C na 1000 m).

Povprečne letne temperature so na Primorskem 12 °C, v Alpah pa pod 0 °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 °C 15. in 16. 2. 1956. Najvišja izmerjena temperatura je bila v subpanonskem klimatskem pasu: 40,7 °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. Dežmeri 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



SLIKA 9.6: Klimatski diagrami, značilni za posamezne predele Slovenije; podatki za obdobje 1961–90. (Način prikaza klimatskih podatkov je pojasnjen pri diagramu za Brest – slika 9.4, pri nadaljevanju (slika 9.7 na sosednji strani) in v besedilu.



SLIKA 9.7: 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 šrafranima pasovima, pa povprečno trajanje obdobja, v katerem je povprečna dnevna temperatura višja od 0 °C.

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 celoletne 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 XX. 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 spomladi: morje je še dolgo kar mrzlo, medtem ko se npr. na Goriškem tla hitreje ogrevajo. Posledica temperaturnih razlik med kopnim in morjem so tudi adveksijske megle, ki so zato najpogosteje jeseni in spomladi.

Zmerno kontinentalna subpanonska klima vzhodne Slovenije

Za primerjavo s tipom oboceanske klime iz poglavja 9.3.1 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. Glavnina 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 ($20,7\text{ }^{\circ}\text{C}$).

9.4 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 povzročata in jih bo povzročal človek.

9.4.1 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 13 000 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 dvižnega vozla, položaj perihelija, ekscentričnost elipse itd. Posledica tega je spreminjanje osončenja. Zato so bili v preteklosti posamezni deli Zemlje različno osončeni.

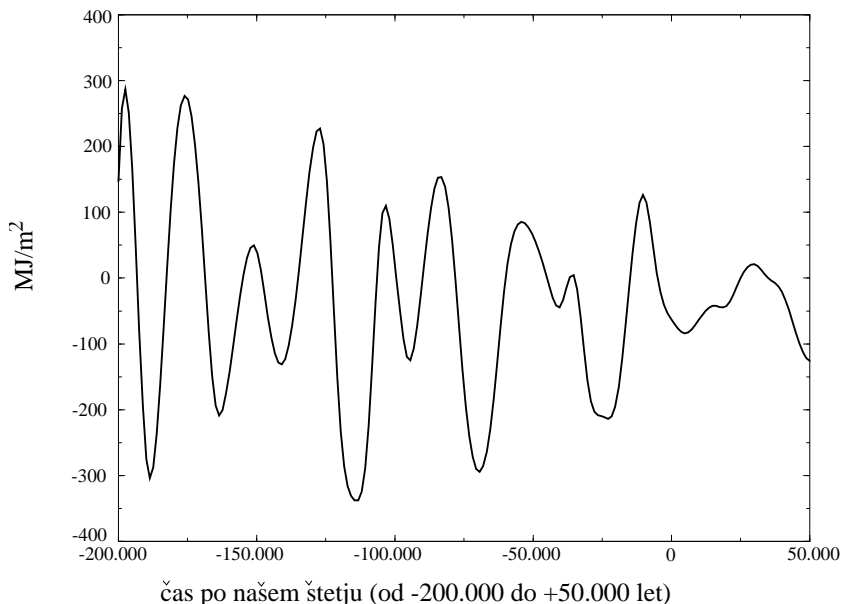
Izračun osončenja za zadnjih 200 000 in prihodnjih 50 000 let (slika 9.8) kaže, da so v tako dolgem obdobju na marsikaterem predelu Zemlje povsem normalne spremembe celo za kakih 200 do 250 MJ/m² (primerjaj z letno vsoto energije sončnega obsevanja danes, ki je nekaj tisoč MJ/m², tabela 9.2). Vidimo, 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.

9.4.2 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 2000 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). Astronomski dejavniki bodo torej prizadeli naše ne tako zelo oddaljene zanamce.

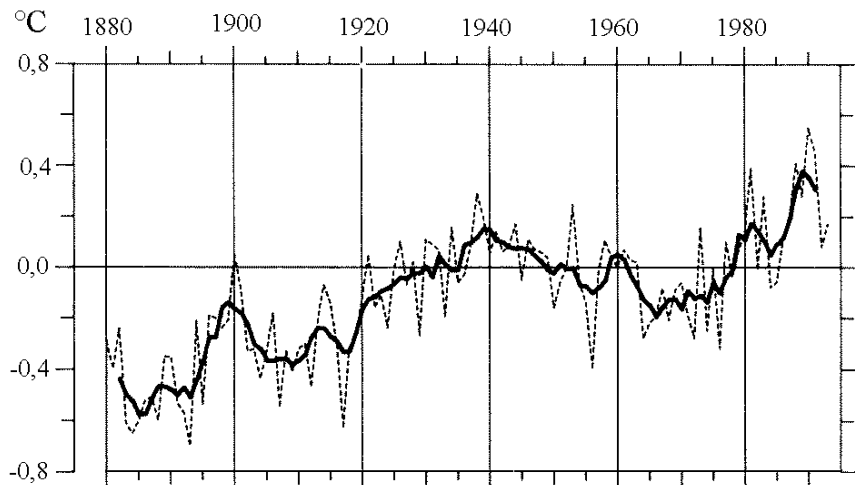


SLIKA 9.8: Z astronomskimi faktorji povzročena odstopanja osončenja Zemlje za čas 200 000 let pred n. š. in 50 000 let po n. š. za 45° severne geografske širine poleti (po Moninu, 1986).

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 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 6.7). 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 9.10).

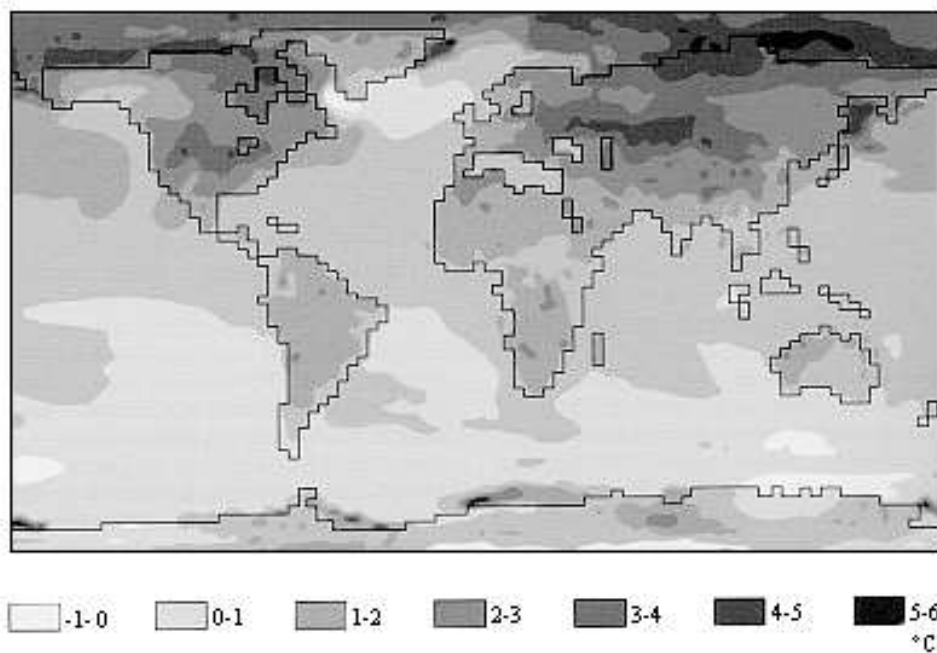
Pri nas v Sloveniji bi zvišanje količine ogljikovega dioksida CO_2 in temperature npr. ne imela kakšnih hudih negativnih posledic za rastlinstvo, ponekod



SLIKA 9.9: Mesečna povprečja temperatur pri tleh preko kopnega in oceanov (mesečni podatki iz arhiva Državnega klimatskega podatkovnega centra NOAA).

drugod pa bi se lahko sedanje ravnovesje porušilo. In še nekaj: Ogrevanje Zemlje kot planeta bi se poznalo najbolj pri dvigu gladine oceanov. Pa ne predvsem, kot mnogi mislijo, zaradi taljena 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 $0,00013 \text{ K}^{-1}$. Toda če približno ocenimo, da so oceani globoki povprečno 4000 m, bi segretje vode po vsej globini za $1 \text{ }^\circ\text{C}$ 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 9.10: Predvidene spremembe temperature pri tleh po scenariju, ki predpostavlja podvojitve količine CO₂ v ozračju v naslednjih 70 letih (po UNEP, 1993).

10

Osnove napovedovanja vremena

Napovedovanje bodočega vremena je ena najbolj znanih uporabnih nalog meteorologije. Rečemo lahko, da je velik del meteoroloških raziskav namenjen predvsem izboljšavi natančnosti in zanesljivosti meteoroloških napovedi in da je zelo velik del meteorološke operativne službe namenjen temu, da so prognoze pravočasne in točne.

Za napovedovanje vremena služijo različne metode, vsem pa je skupno to, da so deterministične. Predpostavljajo namreč, da je bodoče stanje v atmosferi odvisno od začetnega – sedanjega oziroma preteklega stanja. Med začetnim stanjem in stanjem atmosfere v prihodnosti so v tem primeru povezave, ki jih lahko izrazimo v obliki zakonov, postopkov, fizikalnih enačb in numeričnih algoritmov.

Končni cilj napovedi vremena je za posamezno območje napovedati potek vremenskega dogajanja in potek vrednosti meteoroloških spremenljivk, pri čemer naj bi bil urnik kar najbolj natančen, lokacija območja pa čim bolj omejena. Glede na čas, za katerega vnaprej prognoziramo vreme, delimo vremenske napovedi v:

- *zdajšne in zelo kratkoročne* (do 6 ur),
- *kratkoročne* (do 36 ur),
- *srednjeročne* (do 96 ur) in
- *dolgoročne* (do 10 dni).

Metode in postopki za izdelavo prognoz z različnim časom napovedi so si deloma podobne, deloma pa so si različne.

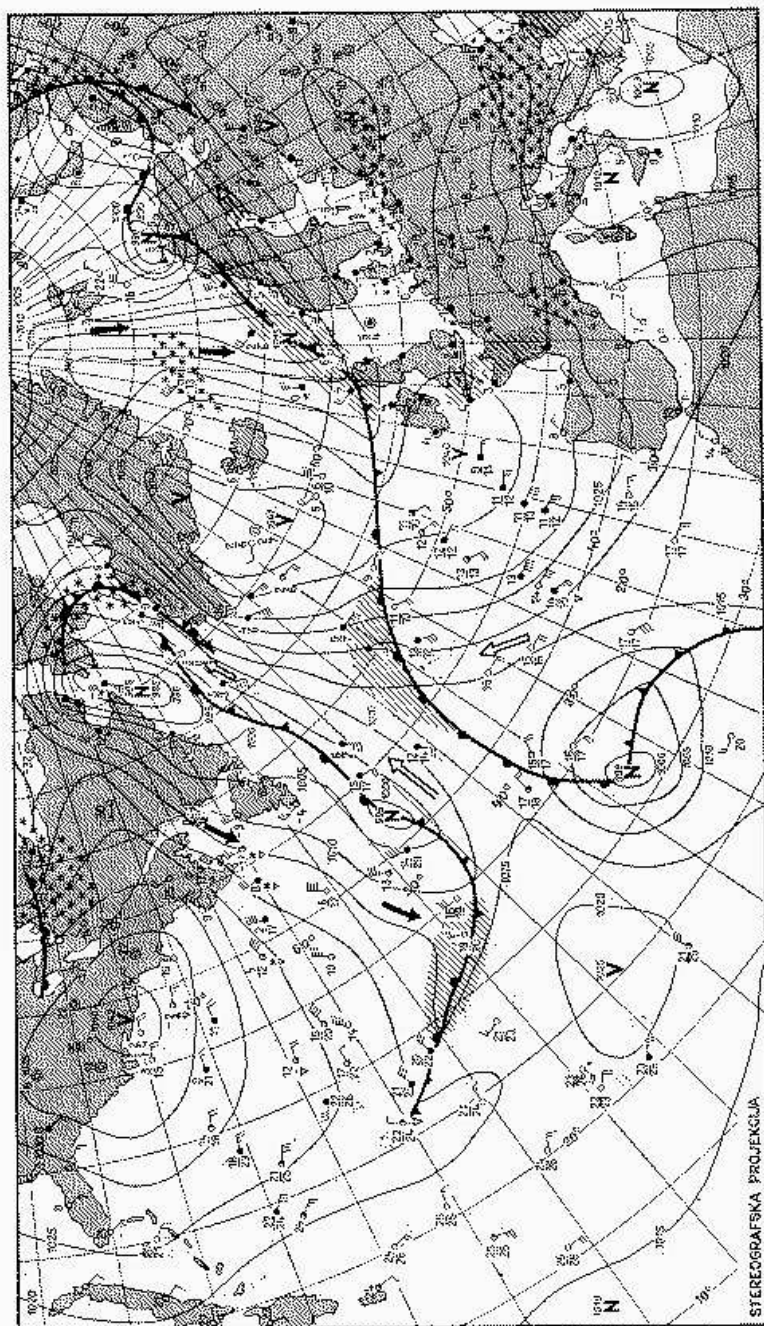
10.1 Sinoptična analiza in prognoza vremena

Sinoptična metoda za analizo in prognozo vremena je zgodovinsko prva deterministična metoda za napovedovanje bodočega stanja atmosfere (synopsis, gr. pregled, pogled na celoto). Metoda vsebuje nekaj podsistemov.

A) *Sistem meritev, opazovanj in izmenjave podatkov*: WWW (World Weather Watch, Svetovno meteorološko bdenje) in GTS (Globalni Telekomunikacijski Sistem). Meritve in opazovanja na prizemnih meteoroloških postajah, z radiosondami in baloni, na ladjah in na letalih se opravljajo sočasno ob t. i. glavnih sinoptičnih terminih (00.00 UTC, 06.00 UTC, 12.00 UTC, 18.00 UTC). Podatki se po vsem svetu merijo na enak način in se šifrirani hitro izmenjajo med meteorološkimi službami, tako da imajo vsi uporabniki par ur po opazovalnem terminu že popolne nabore podatkov o stanju atmosfere.

B) *Diagnoza stanja v atmosferi*. Posamezne nacionalne ali regionalne meteorološke službe potrebujejo podatke izmerjene nad širšim območjem (npr. za posamezno evropsko državo je potrebno imeti podatke nad celotno Evropo, severnim Atlantikom in Sredozemljem). Podatke dešifrirajo in s posebno simboliko vnesejo izmerjene vrednosti v meteorološke karte. Izraz »meteorološka karta« ima dva pomena. Najprej je to zemljevid, kjer se na mesta postaj vnašajo podatki. Hkrati isti izraz pomeni tudi zemljevid, na katerem so narisana diagnostična ali prognostična polja meteoroloških spremenljivk. Na podlagi podatkov za posamezne meteorološke spremenljivke, vnešenih na karto, meteorolog-sinoptik ročno izvleče (analizira) izolinijske nekatere polj v atmosferi. Polja rišejo pri tleh oziroma na nivoju morja (analiza pritiska, tendence pritiska, padavine . . . , to so prizemne karte) ali pa višje v atmosferi, večinoma na izobarnih ploskvah (standardne izobarne ploskve so 1000, 925, 850, 700, 500, 300 in 200 hPa, to so višinske karte). Na izobarnih ploskvah sinoptik analizira višino izobarne ploskve (topografija), včasih tudi temperaturo, veter, vlago. V točkah, kjer so bile opravljene radiosondaže, nariše vertikalne profile meteoroloških spremenljivk. Včasih analizira tudi vertikalne preseke atmosfere vzdolž izbranih linij. Na podlagi analiziranih polj na prizemni karti in stanja na višinskih kartah si meteorolog-sinoptik ustvari predstavo o stanju v atmosferi nad širšim območjem. Na podlagi analiziranih polj pri tleh in v višinah in na podlagi sočasne satelitske slike oblačnosti lahko določi lego frontalnih con, ciklonov, anticiklonov, izrazitih padavinskih področij in podobnega.

C) *Prognoza bodočega stanja v atmosferi*. Meteorolog-sinoptik stanje v atmosferi spremlja neprestano, vsake tri ali šest ur nariše nove vremenske karte. Iz zaporednih kart in z znanjem o razvoju in premikanju ciklonov, front, padavinskih področij in podobnega (lastnosti ciklonov s frontami povzema Bjerknessova teorija ciklonov) sinoptik oceni, kakšna bodo prihodnja polja



SLIKA 10.1: Primer prizemne analitične sinoptične karte – prikaz dejanskega stanja vremena nad večjim območjem.

meteoroloških spremenljivk, kje bodo v bodoče anticikloni, cikloni, fronte in kako se bodo spreminjali. Pri tem se lahko ravna po svojih izkušnjah, po konceptualnih modelih, lahko pa uporablja tudi metode za grafično računanje: grafično določanje razlik med dvema poljema, prištevanje razlik k zadnji karti in podobno. Iz premikanja in razvoja posameznih sistemov v preteklih nekaj terminih lahko sklepa na razvoj v naslednjih nekaj urah, tja do en dan vnaprej.

D) Interpretacija bodočih meteoroloških polj in oblikovanje napovedi vremena. Sinoptik ve, kakšna vremenska stanja in kakšno lokalno vreme ustreza posameznim razporeditvam v meteoroloških poljih (na primer kakšno naj bi bilo vreme v posameznih delih ciklona, anticiklona, ob frontah). Za območje prognoze (ponavadi so prognostične službe organizirane tako, da posamezni meteorološki center napoveduje vreme nad območjem, velikim največ nekajkrat sto krat sto kilometrov) meteorolog sinoptik torej izda napoved vremena za prihodnjih 12 ali 24 ur: napove pojave v posameznih regijah področja prognoze, napove razvoj vremenskih pojavov, napove vrednosti za oblačnost, temperaturo, veter in morebitne posebne pojave. Vremenska napoved je lahko v obliki besedila, lahko pa tudi v obliki poenostavljenih vremenskih kart, kjer je poleg skiciranega pritiskovega polja s cikloni, frontami in anticikloni s simboli prikazano tudi napovedano vreme. Prognostik lahko za območja napovedi izdelata tudi zaporedje kart s simboli napovedanega vremena nad posameznimi regijami, ali karte napovedanih temperatur, ali kaj podobnega. Vremenske napovedi javnosti posredujejo televizija, časopisi, radio in drugi elektronski mediji.

Sinoptična metoda ima nekaj slabosti. Čas prognoze je omejen, saj sinoptik lahko upošteva le sinoptične pojave, ki so se že pojavili na kartah, ne more pa napovedovati novonastalih sistemov. Sinoptična metoda ni uporabna za srednjeročno napovedovanje vremena, saj se vremenski sistemi hitro spreminjajo in le redko obdržijo svoje značilnosti več kot za dan ali dva. Težava je seveda tudi v tem, da je potrebno za dobro napovedovanje bodočih polj meteoroloških spremenljivk imeti veliko izkušenj. Tako ni čudno, da so rezultati različnih sinoptikov na podlagi enakega vhodnega materiala precej različni. Napake se pojavljajo tudi zaradi subjektivnega diagnosticiranja polj meteoroloških spremenljivk. Izolinije in gradienti skalarnih polj so izvlečeni z roko in tako so razlike v analizah različnih sinoptikov lahko precejšnje.

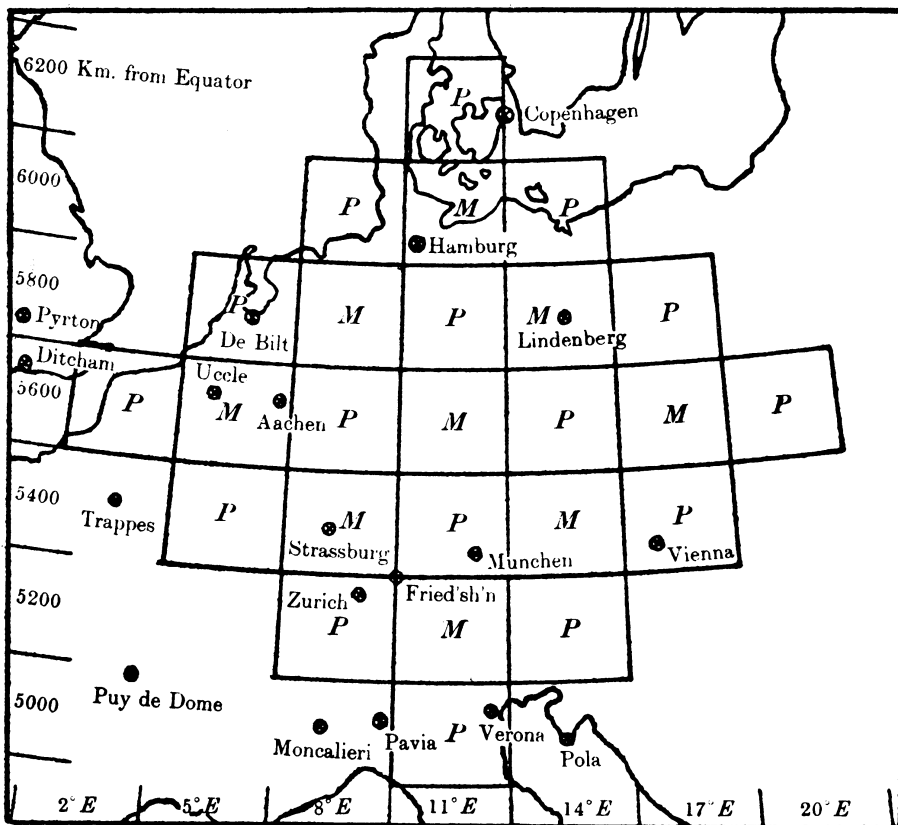
Kljub omenjenim omejitvam se sinoptična metoda uporablja za kratkoročno napovedovanje vremena (za prvi dan, do 24 ur vnaprej). V povezavi z metodami ploskovnega zaznavanja vremena (satelitske in radarske slike) služijo prilagojene izvedenke sinoptične metode tudi za zelo kratkoročno napoved vremena. Izkušnje s sinoptično metodo so osnova za numerično napovedovanje

vremena.

10.2 Numerična analiza in prognoza vremena

10.2.1 Kratak zgodovinski pregled

* V tridesetih letih XX. stoletja se je sinoptična metoda z grafičnimi operacijami zelo razvila. Težave so bile seveda z opazovalnim sistemom in sistemom komunikacij, predvsem je bilo zelo malo podatkov o višjih plasteh atmosfere (baloni in radiosonde). Kljub temu, da so bili uporabljani grafični postopki razmeroma natančni in so bili konceptualni modeli front in ciklona fizikalno konsistentni, pa ni bilo mogoče na tak način dobro napovedovati vremena za več dni vnaprej, niti ni bilo mogoče napovedovati vremena regionalno precizno. Poskušali so še s statističnimi (nedeterminističnimi) metodami, vendar tudi z njimi ni bilo pravega uspeha.



SLIKA 10.2: Zemljevid Evrope z računsko mrežo, kakršno je uporabljal za svoje izračune R. F. Richardson.

Že leta 1922 je Richardson poskušal določiti bodoča stanja polj atmosferskih spremenljivk numerično. Polja pritiska in vetra je analiziral subjektivno, nato pa je določil numerične vrednosti spremenljivk v pravilni mreži točk. Ker so bile tedaj že znane enačbe, ki opisujejo spremembe posameznih spremenljivk v odvisnosti od spremenljivke same in od drugih spremenljivk (sistem parcialnih diferencialnih enačb, glej na naslednjih straneh), je te enačbe spremenil iz diferencialnih v diferenčne (parcialne odvode je nadomestil s končnimi razlikami) in na podlagi znanega numeričnega začetnega stanja je enačbe reševal s pomočjo mehanskih računal. Za določevanje bodočega stanja je potreboval zelo veliko časa. Zaradi tedaj slabo raziskanih numeričnih metod, nenatančne analize in numeričnih napak so bili končni rezultati zelo slabi.

Za numerično napovedovanje bodočih stanj spremenljivk v atmosferi se je zanimanje ponovilo ob pojavu prvih uporabnih elektronskih računalnikov. Skupina meteorologov in razvijalcev računalnikov, zbranih v Pricetonu okoli von Neumanna, Fjortofta in Charneya, je poenostavila osnovni sistem diferencialnih enačb in z ravno tedaj na novo konstruiranim prvim resničnim digitalnim elektronskim računalnikom imenovanim ENIAC, opravila prve uporabne integracije sistema poenostavljenih meteoroloških enačb. Pokazali so, da je numerična prognoza meteoroloških polj mogoča, natančna in dovolj hitra in da teče dosti hitreje od razvoja vremena v naravni atmosferi. Poenostavljeni sistem enačb je dobil ime kvazigeostrofski model.

V začetku petdesetih let so najprej ameriška meteorološka služba, postopoma pa še druge, vpeljale numerično analizo in prognozo v svojo operativno službo. Zelo hitro se je pokazalo, da je opazovalni sistem, ki je bil dober za sinoptični način napovedovanja vremena in ki je slonel predvsem na veliki množici prizemnih opazovanj, za numerično prognozo nezadosten. Potrebno je bilo predvsem zgostiti mrežo radiosondažnih meritev za določanje vertikalne razporeditve spremenljivk (višine izobarnih ploskev, temperature, vetra, temperature rosišča). Opazovalni sistem so dodatno dopolnili še z meteorološkimi sateliti, posebno še s polarno-orbitalnimi, ki so sposobni poleg slik oblačnosti izmeriti tudi vertikalne profile temperature, vetra in vlage.

Pokazalo se je tudi, da je edino smiselno računanje bodočih stanj atmosfere nad površjem cele Zemlje. V horizontalni smeri atmosfera namreč nima fizičnih meja in se zaključuje sama vase in to lastnost moramo ohraniti tudi pri simulaciji dogajanja z računalnikom.

Z razvojem vse zmogljivejših računalnikov je bilo mogoče gostiti mrežo točk, v katerih so računalni bodoča stanja meteoroloških polj in pokazalo se je, da je poenostavljeni kvazigeostrofski model premalo natančen, da bi z njim lahko dobro predstavili vplive zemeljskega površja na atmosfero. Tako so v sedemdesetih letih XX. stoletja ponovno začeli obravnavati sistem osnovnih enačb in izdelali nove postopke za njegovo reševanje. Pri tem so sistem parcialnih enačb preslikali v spektralni prostor in se tako znebili nekaterih računskih težav. Vpeljali so nove koordinatne sisteme (npr. take, kjer računske ploskve sledijo reliefu). Tedaj se je tudi pokazalo, da so novi superračunalniki tako dragi, da si posamezna meteorološka služba le težko privoščijo vsakih nekaj let nakup najsodobnejšega računalnika. Evropske meteorološke službe so zato ustanovile Evropski center za srednjeročno prognozo vremena (ECMWF), kjer so skupaj razvijale in izkoriščale globalne spektralne numerične modele za napoved vremena tja do teden dni vnaprej. Z dostopnostjo kvalitetnih globalnih prognozičnih polj je bilo omogočeno tudi simuliranje vremenskega stanja nad manjšimi omejenimi območji. Model za manjše območje je lahko tekel z boljšo horizontalno in vertikalno resolucijo, robne pogoje pa je dobil iz rezultatov globalnega modela. Območje natančnejšega modela tako vgnezdimo v model večjih razsežnosti. Takšno gnezdenje modelov se lahko tudi večkrat ponovi.

Sočasno s spremembo organizacije numeričnega modeliranja je prišlo tudi do razvoja in izpopolnitve numeričnih metod. Hkrati so spremenili in izboljšali način predstavitve vpliva tal in turbulence na dogajanje v atmosferi: govorimo o različnih parametrizacijah tal in trenja. Z dostopnostjo vse hitrejših računalniških procesorjev, z uporabo večprocesorske in mnogoprocorske tehnologije, sta se lahko povečali vertikalna in horizontalna resolucija modelskega prostora. S tem se je povečala natančnost napovedovanja vrednosti posameznih spremenljivk. Pri tem pa se je pokazalo, da je omejen skupni čas, za katerega lahko še napovedujemo stanja meteoroloških spremenljivk v atmosferi. Več o tem v zadnjem podpoglavju.

*

10.2.2 Postopek numerične analize

Končni cilj numerične analize je poznati tridimenzionalna polja različnih meteoroloških spremenljivk nad nekim območjem v točkah, ki predstavljajo pravilno mrežo. Razporeditev točk v mrežo je določena z značilnostmi numerične prognoze, z ločljivostjo (resolucijo) (horizontalno in vertikalno razdaljo med točkami) modelskega prostora in z značilnostmi koordinatnega sistema (npr. kartezični, sferični, sledeči reliefu, itd.). Trenutno stanje analiziranega meteorološkega polja je torej predstavljeno s tridimenzionalno strukturo, matriko podatkov.

Opazovalni sistem (prizemna in višinska opazovanja, letala, ladje, sateliti), ki je uporaben tudi za sinoptični način napovedovanja vremena, deluje ob določenih terminih, opazovalna mreža pa je, za razliko od modelske, nepravilna in spremenljiva. Prva naloga numerične analize je torej ta, da mora prostorsko nepravilno razporejene meritve preračunati v pravilno analitično mrežo. Pri tem se uporabljajo interpolacijski in statistični postopki. Druga naloga numerične analize pa je, da je treba v analizirana polja vključiti tudi nesinhrona opazovanja (na primer opazovanja s satelitov). Prvo nalogo opravljajo po vseh glavnih opazovalnih terminih, drugo pa ob prispetju novih podatkov. Obe nalogi skupaj v okviru numerične analize (diagnoze) vremenskega stanja opravlja tako imenovani asimilacijski model.

V okviru numerične analize meteoroloških polj teče tudi postopek kontrole, verifikacije in usklajevanja izmerjenih vrednosti in usklajevanja posameznih spremenljivk med seboj. Temu postopku rečemo inicializacija in preprečuje velike neusklajenosti med polji, ki lahko med integracijo modelskih enačb povzročijo numerične težave.

Po opravljeni numerični analizi lahko tridimenzionalne matrike meteoroloških polj tudi izrišemo v obliki horizontalnih ali vertikalnih presekov, ki so v mnogočem enaki sinoptičnim kartam ali presekom.

10.2.3 Postopek numerične prognoze

Numerična prognoza je zasnovana na postopku za reševanje sistema parcialnih diferencialnih enačb, ki opisujejo spremembe posameznih meteoroloških spremenljivk. Enačbe so zapis osnovnih fizikalnih zakonov (Newtonov zakon o ohranitvi gibalne količine, ohranitev mase zraka in mase primesi, ohranitev energije, enačba stanja, entropijski zakon) za pline (zrak in vodno paro), ki sestavljajo zemeljsko atmosfero.

Enačbe lahko zapišemo v različnih koordinatnih sistemih, v najbolj domačem pravokotnem kartezičnem sistemu imajo takšno obliko, kot smo jih zapisali v poglavju 4.2. Ponovimo jih:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - f v + f_{t,x}, \quad (10.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + f u + f_{t,y}, \quad (10.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho, \quad (10.3)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \Theta}{\partial x} - v \frac{\partial \Theta}{\partial y} - w \frac{\partial \Theta}{\partial z} + Q + f_{t,\Theta}, \quad (10.4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (10.5)$$

Pri tem smo s Θ označili potencialno temperaturo, s $f_{t,x}$, $f_{t,y}$, $f_{t,\Theta}$ člene turbulentnih vplivov in s Q člen z diabatnimi spremembami temperature.

Zapisane parcialne diferencialne enačbe veljajo v zvezni obliki, torej za vse točke prostora. Zaradi velikosti sile teže v primerjavi z drugimi in zaradi tankosti atmosfere v primerjavi z njenimi horizontalnimi razsežnostmi lahko sistem enačb nekoliko poenostavimo. Najbolj običajni poenostavitvi sta predpostavki o nestisljivosti zraka in o veljavnosti hidrostatične aproksimacije.

Sistem enačb (10.1) – (10.5) analitično ni rešljiv v celoti. Ob izrazitih poenostavitvah sistema enačb so sicer možne nekatere analitične rešitve, vendar pa ob realnih začetnih in robnih pogojih ni analitičnih rešitev. Če hočemo poznati stanje spremenljivk v bodočih časih, moramo sistem enačb integrirati numerično.

Skupini postopkov in algoritmov za reševanje tega sistema enačb pravimo meteorološki model. Ker začetno stanje v atmosferi (rezultat numerične analize) ni poznano v zvezni obliki, pač pa le v diskretni obliki v točkah analitične matrike, je tako smiselno tudi računati bodoča polja le v diskretni mreži. Zaradi tega je potrebno enačbe sistema predelati. Spremenljivke, katerih potek

lahko dobro popišemo z vrednostmi v točkah mreže modela, imenujemo mrežne spremenljivke (to so npr. komponente hitrosti, pritisk, temperatura itd.). Del spremenljivk je odvisen od dogodkov, ki jih računska mreža v modelskem prostoru ne razloči (imenujemo jih podmrežne spremenljivke, npr. turbulentni del vetra). Mrežne spremenljivke določamo z numerično integracijo sistema enačb, podmrežne spremenljivke pa določimo s parametrizacijo (na podlagi dodatnih fizikalnih enačb jih določimo iz mrežnih spremenljivk).

Numerični modeli za reševanje sistema parcialnih enačb za atmosfero so lahko različni. Glede na način prostorskega diferenciranja ločimo modele, ki odvode aproksimirajo s končnimi razlikami (numerični modeli z mrežo točk) in modele, ki aproksimirajo polja z uteženo vsoto izbranih bazičnih funkcij (npr. krogelne funkcije, trigonometrične funkcije). Tem drugim modelom ponavadi rečemo spektralni modeli. Modeli z mrežo točk neposredno določajo bodoča stanja posameznih spremenljivk, s spektralnimi modeli pa določajo vrednosti uteži posameznih baznih funkcij. Bodoče stanje spremenljivke se dobi šele po seštevkcu uteženih baznih funkcij.

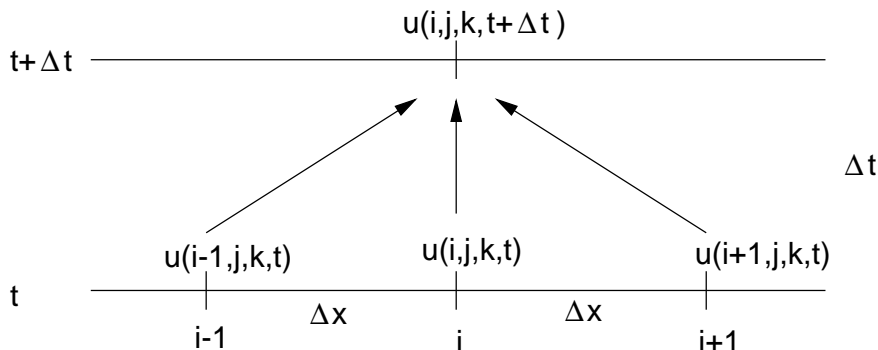
Nekateri modeli res uporabljajo spremenljivke, kot so napisane v sistemu enačb, drugi pa spremenljivke transformirajo (npr. v tokovno funkcijo in hitrostni potencial, v različne oblike vrtničnosti itd.).

Centralni del računanja bodočega stanja je v vseh primerih postopek časovne integracije. Ta poteka vedno v časovnih intervalih (korakih). Zaradi zahtev po stabilnosti numerične časovne integracije se pokaže, da mora biti dolžina vsakega časovnega koraka omejena. Dolžina časovnega koraka je funkcija prostorske resolucije in hitrosti premikov. Prognozirano polje za nekaj ur ali dni vnaprej dobimo s tem, da velikokrat ponovimo integracijo za kratek časovni interval. Strategija računanja se od modela do modela sicer v podrobnostih razlikuje, v vsakem časovnem koraku pa je potrebno poznati polja spremenljivk v vseh točkah mreže, da lahko na podlagi novo izračunanih polj ponovimo postopek v naslednjem koraku. Tipično je, da mora biti pri horizontalni resoluciji okoli 100 km časovni korak dolg nekaj minut, z boljšanjem resolucije se dolžina koraka krajša. Različne numerične metode so lahko bolj ali manj učinkovite, splošno pa velja: čim več fizikalnih dogajanj želimo vključiti v model, več enačb moramo integrirati ali parametrizirati in več računskega časa potrebujemo za simulacijo dogajanja v atmosferi.

* Za ilustracijo načina izračuna v numeričnem modelu si pogledjmo, kako izračunamo le en del ene od enačb, na primer člen z lokalnim odvodom in advekcijo hitrosti:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - u \frac{\partial u}{\partial x} + \dots \quad (10.6)$$

Narišemo si (glej sliko 10.3) prostorsko in časovno razporeditev točk (indeksi i , j in k štejejo točke v različnih smereh prostorske mreže). Prve člene zapišemo s končnimi razlikami



SLIKA 10.3: Primer enodimenzionalne računske mreže z zaporednimi časovnimi nivoji; puščice označujejo smer računanja.

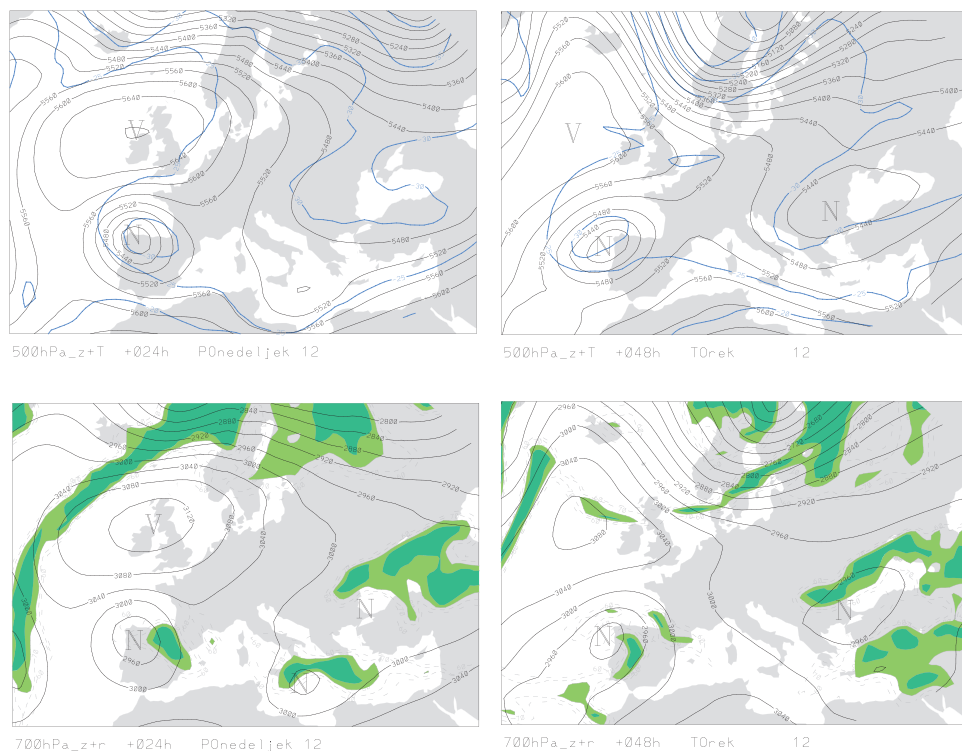
v času in prostoru in za bodoče stanje u dobimo novo vrednost v času $t + \Delta t$:

$$u(i, j, k, t + \Delta t) = u(i, j, k, t) - \Delta t \left(-u(i, j, k, t) \frac{u(i+1, j, k, t) - u(i-1, j, k, t)}{2\Delta x} - \dots - \frac{1}{\rho(i, j, k, t)} \frac{p(i+1, j, k, t) - p(i-1, j, k, t)}{2\Delta x} - \dots \right) \quad (10.7)$$

Pri tem smo za prostorske odvode uporabili centralne razlike (vrednosti za točko z indeksi i , j , k smo izrazili tako, da smo za to uporabili vrednosti iz sosednjih točk: indeksa $i+1$, $i-1$). Uporabili bi seveda lahko tudi kak drug način približnega izražanja prostorskih in časovnih odvodov, tako da je načinov pretvorbe diferencialnih enačb v diferenčne zelo veliko. Ravno načini izračuna odvodov poleg parametrizacije podmrežnih procesov najbolj ločijo modele med seboj. (Način izračuna s centralnimi razlikami in po času naprej, kot smo ga predstavili v tem primeru, nam ne bi dal dobrih rezultatov, saj se pokaže, da je tak način računanja numerično nestabilen in bi rešitev že po nekaj deset korakih integracije zdivergirala). *

Vsaki nekaj deset ali sto časovnih korakov (ob zelenih časih, npr. vsakih 12 ur), izpišemo vrednosti matrik meteoroloških spremenljivk. Na podlagi teh vrednosti narišemo prognozirana polja spremenljivk, ponavadi jih predstavimo na standardnih izobarnih ploskvah.

Rezultat numerične prognoze so polja meteoroloških spremenljivk v prostoru (na izbranih nivojih) in ob izbranih časih prognoze. Za izdelavo vremenske napovedi za določeno območje (npr. za regijo veliko 100×100 km) in za nekaj dni vnaprej je potrebno, da meteorolog-prognostik dobljena prognostična polja interpretira, iz njih izlušči potek vremena in vremenske pojave in za ugotovljeno stanje napiše besedilo vremenske napovedi, podobno kot pri sinoptični metodi. Ker so rezultati numerične prognoze polja v številčni obliki, se da ta polja lahko dodatno obdelovati. Včasih je namreč lažje interpretirati meteorološke spremenljivke, ki jih dobimo s kombinacijo osnovnih spremen-



SLIKA 10.4: Zaporedje višinskih prognostičnih kart: zgornji karti: višina in temperatura ploskve 500 mb, spodnji karti: višina in relativna vlaga ploskve 700 mb.

ljivk. Računalniško hranjenje in obdelava podatkov omogočata tudi različne načine prikazovanja in animacije slik oziroma kart.

10.3 Zelo kratkoročna in zdajšnja napoved vremena

Z numerično analizo ni mogoče začeti takoj ob opazovalnem terminu, pač pa je treba počakati nekaj ur, da so podatki iz svetovne opazovalne mreže zbrani, preverjeni in izmenjani. Razen tega je postopek numerične analize in prognoze vremena računalniško zahteven, zanj je potrebno precej (do nekaj ur) računalniškega časa. Če je za modeliranje razvoja vremena nad omejenim območjem potrebno poznati robne pogoje, dobljene iz modela večjih razsežnosti, potem je treba čakati z začetkom integracije nad omejenim področjem, dokler robni pogoji niso na voljo. Vsi ti trije razlogi pripomorejo k temu, da je mogoče prva prognostična polja dobili šele nekaj ur (npr. 6 do 12) po opazovalnem terminu, katerega podatki služijo kot začetno stanje v modelu.

Za mnoge uporabnike in za nekatera dogajanja v atmosferi je tako dolg čas, ki mine med opazovanji in vremensko napovedjo (narejeno na podlagi numerične prognoze), bistveno predolg. Pri tem gre v večini primerov za nevarne pojave in predvsem za meteorološke pojave v majhni skali (na primer za nekaj kilometrov velike nevihte, za lokalne vetrove, za maksimume intenzivnih padavin), ki jih tudi standardna sinoptična meteorološka mreža le slabo zazna. Za napovedovanje vremenskih dogajanj za nekaj ur naprej, za manjše in vnaprej določene lokacije, so se zato razvile posebne opazovalne, merske in prognostične metode, ki jih poimenujemo s skupnim imenom *zelo kratkoročna in zdajšnja napoved vremena* (angl. nowcasting).

Uporabniki zelo kratkoročnih prognoz so različni: zračni promet in letališča so bistveno odvisna od razvoja vremena v prihodnjih nekaj urah, podobno velja za cestni in pomorski promet, za vojaške operacije in ukrepanja ob naravnih katastrofah. Zdajšnje vremenske napovedi so uporabne tudi v velikih industrijskih kompleksih (na primer: dnevni kopi v rudnikih, velika gradbišča), saj lahko z nekajurno napovedjo padavin bistveno zmanjšajo stroške. Zelo kratkoročne napovedi (npr. kaj se bo zgodilo čez noč) so uporabne tudi za sadjarstvo (preprečevanje pozebe), za operativno vodenje ogrevalnih sistemov mest, za delovanje komunalnih služb (zimsko čiščenje cest, posipanje cest, delovanje čistilnih naprav za odpadno vodo) in še bi lahko naštevali.

Da bi takšne napovedi lahko izdelali, je potrebno neprestano spremljati vremensko dogajanje in to tako, da so rezultati meritev hitro na voljo. Tak način spremljanja razvoja vremena omogočajo daljinske meritve z radarji (navadnimi ali dopplerjevimi), meritve in opazovanja z geostacionarnimi sateliti, s sodarji, vertikalnimi profilerji, radioakustičnimi sondirnimi sistemi in z mrežo avtomatskih meteoroloških postaj, avtomatskih dežemerov in podobno. Radarske in nekatere satelitske meritve omogočajo tudi dobro prostorsko resolucijo, vse omenjene meritve pa omogočajo tudi hitro obnavljanje izmerjenega stanja.

Na podlagi tako dobljenih podatkov je mogoče z metodami zdajšnje prognoze napovedovati tudi bodoča stanja v atmosferi. Pri tem je pomembno, da so postopki zdajšnje prognoze tako hitri, da je čas, potreben za meritve in za izdelavo prognoze, tako kratek, da je prognoza pripravljena bistveno hitreje, kot pa potekajo procesi v naravi.

Zaradi zahteve po hitrosti celotnega postopka morajo biti posamezni algoritmi dovolj preprosti. Ponavadi zadoščajo že linearni algoritmi, saj v zelo kratkem času ni potrebno upoštevati nelinearnega razvoja vremenskih sistemov, tako da upoštevamo le advekcijo. Pogosto so postopki zdajšnje prognoze vezani na rezultate numerične prognoze. Težava pa je v tem, da je začetno

stanje atmosfere, ki ga moramo poznati za numerično prognozo, po obliki in po času meritev povsem drugačno od polj, ki jih uporabljamo pri zdajšnji napovedi. (Oglejmo si primer: za zdajšnjo prognozo danes dopoldne uporabljamo prognozična polja za ta termin (danes dopoldne), ki so narejena na podlagi analize meritev od včera j opoldne. Numerična prognoza priskrbi scenarij razvoja vremena, ki ga dopolnjujemo in verificiramo z metodami zelo kratkoročne prognoze). Pri obdelavi podatkov za zdajšno prognozo si pomagamo še s statističnimi interpretacijskimi metodami in rezultati zelo kratkoročnih prognoz so pogosto kvantitativni in kvalitativni hkrati.

10.4 Lokalni vremenski znaki

Nekateri vremenski pojavi so znanilci sprememb vremena oziroma napovedujejo izrazitejše pojave. Povezave med znanilcem pojava in pojavom samim so razločljive z meteorološkimi zakonitostmi. Časi, ki minejo med nastopom znanilca in pojavom samim, so različni, prav tako je zelo različna izrazitost znanilca, pa tudi v različnih geografskih razmerah imajo lahko različni znanilci različne lokacije in tudi različne pomeni. Če hočemo razumeti in uporabljati lokalne vremenske znake, moramo dobro poznati meteorologijo in hkrati tudi geografske značilnosti nekega območja. Nekritično prenašanje interpretacije specifičnih lokalnih vremenskih znakov z enega na drugo geografsko območje je ponavadi neuspešno.

Poglejmo nekaj splošnih lokalnih vremenskih znakov, ki veljajo večinoma ne glede na geografsko lokacijo:

- Gore dobijo oblačne kape: Če vrhovi gora dobe nekonvektivne oblačne kape je to znak, da je začel v višjih plasteh ozračja dotekati bolj vlažen zrak; obeta se poslabšanje vremena. Najizraziteje se oblačne kape pojavljajo na dolgih grebenih, pravokotnih na smer vetra. Kape so sprva opazne na privetrni, kasneje tudi na odvetrni strani gore. Posamezni kraji imajo svoje značilne gore, ki prve dobijo oblačno kapo, na Gorenjskem je taka gora Stol, na Notranjskem Nanos. Značilen greben z oblakom, ki se pojavi kak dan pred poslabšanjem so Spodnje Bohinjske gore.
- Rosa ali slana sta znanilca lepega vremena: sta posledica močnega nočnega ohlajanja ob jasnem in mirnem vremenu. Če po nekaj zaporednih nočeh z roso te naslednje jutro ni več, pomeni, da se je vreme začelo spreminjati, saj je najverjetneje ponoči pihal veter. Anticiklon se umika in pričelo se bo bolj spremenljivo vreme.

- Lokalni vetrovi so posledica lokalnega segrevanja in ohlajanja, ki je izrazito ob anticiklonalnem vremenu. Izraziti hladni nočni vetrovi (po pobočjih navzdol, po dolinah navzdol) so znanilci nadaljevanja jasnega vremena. Če se dnevni ciklus lokalnih vetrov konča, je to znak, da se bo vreme začelo spreminjati.
- Prizemne temperaturne inverzije nastajajo ob jasnem in mirnem vremenu. Če čez noč ne pride do nastanka inverzije, je to znak, da se je ozračje čez noč mešalo, pihal je veter, najverjetneje se bo vreme spremenilo.
- Dolgotrajne večerne zarje so znak, da na zahodu vsaj nekaj sto kilometrov daleč ni bistvenih oblačnih sistemov. Če je vreme že lepo in brez bistvenih vetrov, je dolgotrajna večerna zarja znanilec nadaljevanja lepega vremena. Če je zarja le kratkotrajna, potem so na zahodu za obzorjem verjetno oblaki.
- Visoki oblaki, ki se širijo po nebu od zahoda, so znak, da v višjih plasteh ozračja priteka toplejši zrak pred toplo fronto. Verjetno je, da se bo v naslednjih urah oblačnost debelila in čez čas lahko pride tudi do padavin.
- Hladni predmeti se čez dan omočijo, cvetovi nekaterih rož se zapro: pričel je dotekati bolj vlažen zrak, na hladnih predmetih se kondenzira voda, zaradi povečane relativne vlage se je spremenila dolžina rastlinskih vlaken.
- Fenski oblak opazimo na obširnih gorskih grebenih, večinoma pravokotnih na smer vetra. Če so na privetrni strani grebena padavine, je na zavetrni strani baza oblaka višje kot na privetrni. Od gora proti ravnini piha topel in suh veter, fen. Takšno vremensko stanje je značilno za severno stran Alp ob jugozahodnih vetrovih, ki se pojavijo ob sredozemskih ciklogenezah: na južnem delu Alp so padavine, na severnem delu pa padavin še ni. Izrazita otoplitev, združena s fenom, traja le nekaj časa, saj se čez čas fronta premakne prek Alp in začne se izrazito slabo vreme. Fenski učinek lahko opazimo tudi na južni strani Alp, vendar nekoliko drugače. Ko južno od Alp fronta odpotuje proti vzhodu, začne pogosto pihati hladen severozahodnik. Za veter iz severozahodne smeri je privetrna severna stran Alp, tam v hladnem zraku rahlo dežuje ali sneži. Na zavetrni južni strani Alp pride do fenizacije, hladni severozahodnik se osušen ogreje in vreme se v zavetrju Alp po odhodu fronte hitro izboljša. Fenski oblak se v razmerah alpskega fena zadržuje v okolici glavnega grebena Alp, v vzhodnih Alpah so to Visoke Ture na severu avstrijske Koroške.

10.5 Meje napovedljivosti vremena

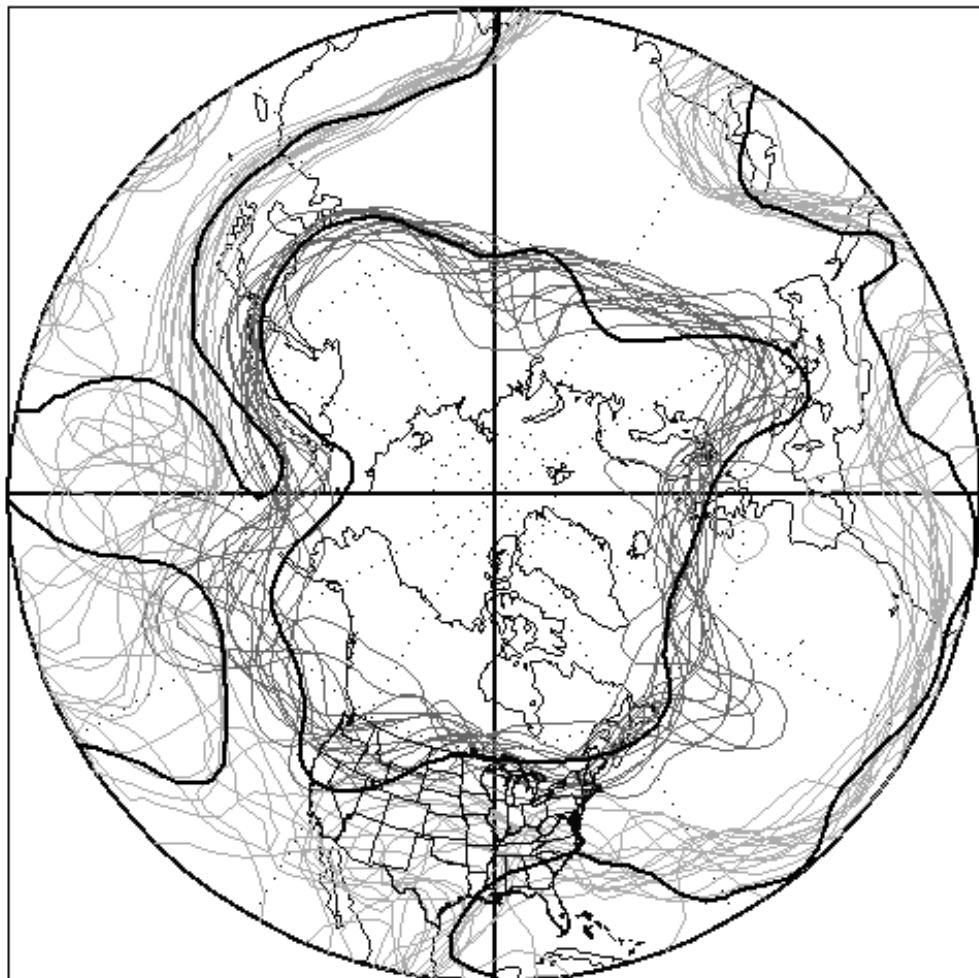
Srednjeročna napoved vremena je osnovana na deterministični numerični prognozi polj meteoroloških spremenljivk. Da bi dobili ta polja, je potrebno integrirati sistem enačb, ki smo ga predstavili v prejšnjem podpoglavju (10.2). Sprva so meteorologi – numerični prognostiki menili, da je mogoče enačbe integrirati poljubno dolgo v prihodnost, vendar se je pokazalo, da je skladnost napovedanih polj z opazovanimi polji vse manjša, čim daljši je skupni čas prognoze. Pokazalo se je tudi, da so razlike tako velike, da po nekaj tednih sploh ni več pomembno, iz kakšnega začetnega stanja je bila začeta integracija. Z večjo gostoto meritev in z gostitvijo mreže, v kateri računamo bodoča stanja, je mogoče sicer rezultate (prognostični čas, ki mine do tedaj, ko postane prognozirano polje neodvisno od izhodiščnega stanja) nekoliko izboljšati, vendar ne za zelo dolge čase napovedi.

Z analizo izhodiščnih enačb se je namreč pokazalo, da so nelinearne parcialne diferencialne enačbe (takšni so advekcijski členi gibalnih enačb) že v analitični verziji nagnjene k temu, da po dolgih časih integracije povzročijo deterministični kaos. Ta se kaže v tem, da je mogoče po dolgem času integracije iz dveh začetnih stanj, ki sta si ob začetku integracije blizu, dobiti povsem različna končna stanja in s tem seveda povsem različne vremenske napovedi. Ugotovili so tudi, da so nekatere splošne sinoptične situacije bolj nagnjene k kaotičnemu obnašanju in druge manj; pravimo, da so nekatere situacije manj napovedljive od drugih. Napovedljivost situacije lahko ocenimo s tako imenovanimi skupinskimi prognozami. Za te uporabimo neko začetno stanje in iz njega naredimo množico začetnih stanj, ki se od originalnega le po malo razlikujejo. Z vsakim od teh začetnih stanj naredimo dolgotrajno integracijo in če so si končna stanja blizu, je situacija dobro napovedljiva in v takem primeru je smiselno z originalnimi podatki opraviti dolgoročno simulacijo vremena. Če so si končna stanja, dobljena iz množice malo različnih začetnih stanj, po dolgem času integracije daleč narazen, potem ni smiselno izdelovati dolgoročne prognoze. Pokazalo se je, da so dobro napovedljive tiste vremenske situacije, pri katerih so prevladujoči zunanji (izvenatmosferski) vzroki, na primer ogrevanje zraka zaradi morskih tokov in podobno.

Z numerično prognozo se torej ne da napovedovati vremena poljubno daleč v prihodnost, saj se stanje v modelirani atmosferi v dovolj dolgem času začne spreminjati kaotično, končno stanje ni več povezano z začetnim. Tudi v naravi velja isto: dolgoročno gledano se stanje v atmosferi spreminja deterministično kaotično: že majhni vplivi lahko čez čas povzročijo velike spremembe. Oddaljevanje rezultatov numerične prognoze od dejanskega stanja (oboje teži k determinističnemu kaosu) je v splošnem nepredvidljivo in odvisno že od majhnih

NCEP ENSEMBLE 500mb Z

192H FCST FROM: 00 UTC - MON. SEP 29, 1997
VALID AT: 00 UTC - TUE. OCT 07, 1997



— 561 Contour (dam)
— 585 Contour (dam)
— Denotes MRF Run

MRF (00z) Runs: 12
AVN (12z) Runs: 5

SLIKA 10.5: Primer skupinske napovedi višine ploskve 500 hPa. Z različnimi, a podobnimi začetnimi stanji, so dobljena različna prognozirana stanja. Vsaka krivulja predstavlja rezultate ene simulacije. Na geografskih območjih, kjer se krivulje ujemajo, je napovedljivost dobra, tam kjer se razhajajo, pa slaba.

razlik, večinoma teh razlik z opazovalno mrežo sploh ne zajamemo. Načeloma je nemogoče z opazovalno mrežo končne gostote zaznati vse drobne značilnosti polj. Tako je nujno, da nelinearni členi povzročijo nastanek determinističnega kaosa.

Dolgoročne napovedi so smiselne le za časovno obdobje, v katerem je rezultat še odvisen od začetnega stanja. Večinoma je časovna meja napovedljivosti za dogajanja v planetarni in sinoptični skali med 10 in 14 dnevi, vendar pa je še za tako dolg čas potrebno vnaprej proučiti stopnjo napovedljivosti.

11

Onesnaženost zraka

Zrak je onesnažen tedaj, ko so v njem nenaravne, škodljive, neobičajne snovi – *polutanti*. Oddajanje, izpuščanje snovi v zrak poimenujemo *emisija* snovi v zrak lat. *emissio* – izpuščanje, oddajanje). Veliko emisij je naravnih: prah, pelod, plini iz močvirij, dim in plini zaradi naravnih gozdnih požarov, iz izbruhov vulkanov in podobno. Vsakodnevno prihajajo v zrak tudi emisije zaradi človekovih dejavnosti: od kurjenja za ogrevanje in proizvodnjo elektrike, iz industrijskih postopkov, od prometa itd. Poleg teh štejemo za antropogene emisije v zrak tudi primesi in pline, ki so posledica požiganja gozdov, intenzivnega kmetijstva, urbanizacije in podobno.

Posledice onesnaževanja zraka so predvsem lokalne in globalne. Včasih je pomembna tudi regionalna onesnaženost. To je tedaj, kadar lokalna onesnaženost zajame večja območja oz. kadar se polutanti (brez izrazitega upadanja, torej brez pomembnejših kemijskih pretvorb v manj škodljive spojine in brez izpadanja iz ozračja) širijo na večje razdalje, npr. preko vse Evrope.

Lokalni in globalni vidik sta si med seboj precej različna. Lokalna onesnaženost zraka navadno pomeni umazan oz. škodljiv zrak predvsem pri tleh, kjer zaradi prekomerne vsebnosti nenaravnih, škodljivih ali celo strupenih primesi v zraku tak zrak neposredno moti ali celo škodi ljudem, živalim in rastlinam, pa tudi objektom. Kadar dež izpira iz ozračja nekatere kisle sestavine, temu dežju pravimo kisli dež. Ta povzroča probleme predvsem na kislih tleh in v vodah na takih tleh. Lokalno je lahko problematično tudi suho odlaganje polutantov. Globalna onesnaženost zraka pa ne pomeni samo nevarno visokih koncentracij škodljivih snovi v zraku, ampak tudi snovi, ki so lahko škodljive samo posredno, npr. preko spremenjene sevalne bilance Zemlje.

Snovi, ki onesnažujejo zrak zaradi človekovih dejavnosti so predvsem:

- žveplove spojine: oksidi SO_2 , SO_3 , SO_4^- , vodikov sulfid (žveplovodik) H_2S in njihove kisline,
- dušikove spojine: oksidi NO , NO_2 , NO_3^- , didušikov oksid N_2O , amonijak NH_3 in NH_4^+ in njihove spojine,
- ogljikove spojine: ogljikov dioksid CO_2 in ogljikov monoksid CO , ogljikovodiki, kot npr. metan CH_4 in ogromna množica drugih hlapnih ogljikovodikov,
- nekatere snovi, ki sodelujejo predvsem v fotokemičnih procesih ali pa so njihov produkt: npr. fluorove in klorove spojine kot CFCl_2 in CFCl_3 , ozon O_3
- in razni trdni delci in kapljice v zraku (aerosol).

Pri tem je pomembno poudariti, da je večina primesi v zraku (tudi mnoge od zgoraj navedenih) povsem naravnega izvora. Tega deleža seveda ne smemo šteti k tisti onesnaženosti zraka, ki jo povzroča človek.

Tako je npr. emisija žvepla v zrak, ki jo povzroča človek, nekaj več kot 100 Tg letno (100 teragramov = sto milijonov ton letno – preračunano na elementarno žveplo), naravne emisije v zrak pa so več kot 200 Tg žvepla letno: okrog 7 Tg zaradi vulkanskih izbruhov, okrog 7 Tg zaradi razpada organskih snovi v kopenskih močvirjih in okrog 36 Tg zaradi razpada na morskih obrežjih ter okrog 150 milijonov ton letno zaradi emisije sulfatnega iona SO_4^- iz pršca ob valovanju morij in oceanov.

Podobno velja za dušikove spojine. Emisija dušikovih oksidov zaradi človekovih dejavnosti predstavlja okrog polovice skupne emisije dušikovih oksidov NO_x . Neposredna emisija amonijaka zaradi človekovih dejavnosti je le kakih 10 % odstotkov vse emisije amonijaka. Tudi emisija ogljikovega dioksida, ki jo povzroča človek (vključno z izkrčevanjem gozdov), je le okrog 7 % vse emisije, ki jo povzročajo življenjski procesi na Zemlji (okrog 100 Pg – petagramov = okrog 100 milijard ton ogljika letno).

Čeprav torej emisije polutantov zaradi človekovih aktivnosti večinoma niso prevladujoče, so vseeno zelo pomembne. Lokalno lahko povzročajo prekomerno, škodljivo onesnaženost zraka, globalno pa bistveno spremembo sestave zraka, npr. deleža ogljikovega dioksida CO_2 , katerega količina v ozračju se je v industrijski dobi, to je v zadnjih sto letih, povečala za eno tretjino.

11.1 Lokalna onesnaženost zraka

Zrak imenujemo onesnažen, če so v njem koncentracije škodljivih snovi znatno višje, kot so sicer v naravnem, čistem zraku. To se dogaja navadno v bližini virov teh snovi (dimnikov, industrijskih izpustov, ob prometnih cestah in podobno), kadar je ali emisija previsoka ali naravna sposobnost za razredčevanje in odstranjevanje teh snovi prešibka ali pa zaradi vsega tega hkrati.

11.1.1 Najvažnejši polutanti v zraku pri tleh

Že v uvodu v to poglavje smo opozorili na nekatere najvažnejše snovi, ki onesnažujejo zrak. Na kratko opišimo, kako nastajajo in kaj se z njimi dogaja v ozračju.

Žveplov dioksid SO_2

Ta plin nastaja pri izgorevanju goriv, ki vsebujejo tudi žveplo. Ogljik v premožu gori v ogljikov dioksid CO_2 , ogljikovodiki v tekočih gorivih izgorevajo prav tako v CO_2 ter v vodo H_2O . Če je v gorivu tudi žveplo, to tudi gori (se spaja s kisikom) v žveplov dioksid SO_2 . Ta izhaja iz dimnikov skupaj z drugimi dimnimi plini in se razširja v okolico. Dobrih 70 % antropogene emisije SO_2 na Zemlji je iz kurišč in več kot 20 % izhaja iz industrijskih procesov.

V plinastem stanju se žveplov dioksid SO_2 fotokemično naprej oksidira v SO_3 , če pa so v zraku tudi vodne kapljice, se raztopljen v vodi oksidira v sulfatni ion SO_4^- . Nastane žveplova kislina H_2SO_4 . Ker je navadno v vodnih kapljicah raztopljena še kaka snov, npr. natrijeva sol NaCl , kalcijeva sol CaCl_2 ali amonijeva sol oz. njen ustrezní ion NH_4^+ , se SO_4^- z njimi naprej spaja v sulfate: natrijev sulfat Na_2SO_4 , kalcijev sulfat CaSO_4 ali amonijev sulfat $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Voda lahko tudi izhlapi. V zraku tako pogosto ostanejo trdni sulfatni delci aerosola. Ti delci se ali z dežjem ali sicer usedajo na tla ali v morja, se tam naprej kemijsko preoblikujejo. Ob valovanju se sulfatni ioni z morskim pršcem spet vračajo v ozračje.

Žveplove spojine v omenjenih začetnih oblikah (SO_2 , H_2SO_4 , ...) so zelo agresivne in dražeče: škodujejo sluznicam dihal, povzročajo ožige vegetacije in kemijsko razjedanje objektov (rjavenje železa, razjedanje apnenčastih kamnitih objektov itd.)

Dušikovi oksidi NO_x

Z oznako NO_x označujemo skupaj dušikov monoksid NO , dušikov dioksid NO_2 in didušikov oksid N_2O . Prva dva nastajata pri gorenju, ko se pri visoki tem-

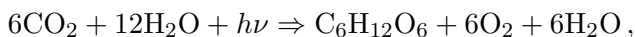
peraturi spajata tudi dušik N_2 in kisik O_2 iz zraka. Tretji nastaja v biološki procesih v tleh. Dušik in kisik sta sicer glavni sestavini ozračja, vendar pri normalnih temperaturah med sabo ne reagirata. Šele dovolj visoka temperatura (peči z visoko temperaturo, motorji z notranjim izgorevanjem) omogoči znatnejšo oksidacijo dušika v NO oz. v NO_2 . Okrog 35 % antropogenih emisij NO in NO_2 na Zemlji je iz motornih vozil, okrog 60 % od gorenja, ostale emisije pa so bolj ali manj naravnega izvora.

Ko dušikovi oksidi pridejo v ozračje, so udeleženi v kemičnih in pretežno fotokemičnih reakcijah, pri katerih nastajajo nekatere zelo agresivne in dražeče spojine. O teh reakcijah bomo govorili posebej. Z njimi se dušikovi oksidi NO_x naprej oksidirajo v nitritne NO_2^- in nitratne NO_3^- ione, ki večinoma izpadajo iz ozračja na tla. Z delovanjem bakterij v tleh se vežejo v dušikovo (III) kislino HNO_2 in njene soli (nitrite) ter v dušikovo (V) kislino HNO_3 in njene soli (nitrate). (V nitratni obliki je dušik najbolj oksidiran in je to končno stanje oksidacij.)

Ogljikov dioksid CO_2

Kot vemo je to naraven plin, ki je osnova za fotosintezo v zelenih listih. Odtod tudi izrazit letni cikel koncentracije ogljikovega dioksida CO_2 v ozračju, ki pri sedanji skupni koncentraciji okrog 350 ppmv niha za okrog ± 5 ppmv (ppmv – volumskih delov na milijon volumskih delov zraka). CO_2 je torej naraven in nestrupen, zato lokalno pravzaprav niti ni polutant. Kar je v zvezi s CO_2 pomembno, je, da deluje kot drugi najpomembnejši absorber dolgovalovnega zemeljskega sevanja v ozračju (najpomembnejša je vodna para H_2O). O tem smo že govorili v poglavju 9.4.2 o klimatskih spremembah. Kasneje bomo to spet obravnavali pri globalnih posledicah onesnaževanja zraka.

Iz ozračja se ogljikov dioksid CO_2 izloča predvsem s fotosintezo v zelenih listih:

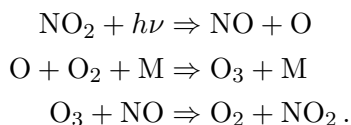


pri kateri nastaja glukoza $C_6H_{12}O_6$; tu $h\nu$ pomeni ustrezno energijo (ustrezen kvant energije) sončne svetlobe. Poleg tega se CO_2 raztaplja v oceanih, kjer nastaja šibka ogljikova kislina H_2CO_3 . Po reakciji s kalcijem Ca^{++} , ki je tudi raztopljen v vodi, nastaja kalcijev karbonat $CaCO_3$, ki se useda kot apnenec. Ta je ena najpogostejših kamnin morskega dna in iz njega dvignjenih gorovij – pri nas Alp in Dinaridov.

Fotokemične reakcije v zraku pri tleh

Kot smo že omenili, precej plinov v ozračju reagira z drugimi snovmi v fotokemičnih reakcijah. Fotokemične reakcije so tiste, kjer energija svetlobe (foton $h\nu$) poskrbi za prehod atomov ali molekul na višje energijsko stanje, to je *vzbujeno stanje* in šele tako vzbujeni atomi ali molekule lahko reagirajo med seboj. (Pri navadnih, vendar podobnih reakcijah, ko se plini najprej raztopijo v vodnih kapljicah, ki so v zraku, pride do disociacije na ione, ki se – navadno nefotokemično – spajajo v nove spojine.)

Fotokemičnih reakcij v zraku pri tleh je več. Opišimo le preprost primer enega sklopa reakcij, pri katerem sodelujejo dušikovi oksidi in ozon, in ki je zelo značilen za t. i. *fotokemični smog*, to je onesnaženost, ki nastane predvsem iz izpušnih plinov vozil ob delovanju sončne svetlobe (glej naslednje odstavke):



Pri teh reakcijah se absorbira svetloba dovolj kratkih valovnih dolžin ($\lambda \leq 0,385 \mu\text{m}$) in pri njih sodeluje tudi katalizator M. Neto bilanca je v ozračju, kjer ni še takih drugih snovi, ki bi reagirale z ozonom, za ta sklop reakcij uravnotežena: edina posledica je, da imamo v zraku poleg dušikovih oksidov NO in NO₂ tudi nekaj enoatomnega kisika O in triatomnega ozona O₃. Ker je druga reakcija zelo hitra, je enoatomnega kisika zelo malo in ker je tretja reakcija počasnejša, je ozona med 0,005 in 0,05 ppmv.

Ozon je dražeč, močen oksidant. Troposferski ozon (v zraku pri tleh) je torej škodljiv plin, še posebej v kombinaciji z drugimi snovmi, ki sodelujejo pri nastajanju fotokemičnega smoga. Na drugi strani je stratosferski ozon koristen, saj nas ščiti pred nevarnimi ultravijoličnimi žarki (glej poglavje 11.2.2 o globalnih posledicah onesnaževanja zraka).

Ko so torej v ozračju poleg ozona tudi druge snovi, kot npr. ogljikovodiki zaradi prometa z motornimi vozili, se koncentracija ozona povečuje. Iz izpuhov avtomobilov izhajajo take snovi kot ne povsem zgoreli, nenasičeni ogljikovodiki. Največ je acetilena CH₃CH, ter alkenov (z vsaj eno dvojno vezjo v molekulah), kot npr. eten (staro ime etilen) CH₂=CH₂ in drugih. V zraku, kjer so poleg dušikovih oksidov še ogljikovodiki, prihaja po vrsti reakcij do fotokemičnega smoga, v katerem se poveča količina ozona in nastajajo nekatere snovi, ki so še precej bolj agresivne kot ozon sam. Tako npr. iz (nemetanskih) ogljikovodikov in dušikovih oksidov nastaja poleg veliko ozona O₃ tudi nekaj močne dušikove kisline HNO₃ in za sluznice zelo dražeč in za rastline

strupen peroksiacetalnitrat $\text{CH}_3-(\text{C}=\text{O})-\text{O}-\text{O}-\text{NO}_2$ (PAN). Pojav peroksiacetalnitrata PAN še povečuje koncentracije ozona. V fotokemičnih reakcijah v onesnaženem zraku nastajajo še nekatere druge zelo strupene snovi: formaldehid HCHO , akrolein $\text{CH}_2=\text{CH}-\text{CHO}$ in druge.

11.1.2 Predpisi o emisijah in o količini polutantov v zraku pri tleh

Predpisi posameznih držav in meddržavni dogovori omejujejo izpuščanje škodljivih snovi v zrak – emisije, z namenom, da količina teh snovi v zraku ne bi bila previsoka.

Količina polutantov v zraku pri tleh, torej njihova gostota ali koncentracija snovi v zraku (nekateri jo imenujejo tudi *emisijska koncentracija* – lat. *immissio* – vstavljanje, umeščanje), je tudi določena s predpisi, pač glede na relativno škodljivost posameznih snovi za živa bitja ali za objekte (V Sloveniji velja uredba o mejnih, opozorilnih in kritičnih imisijskih vrednostih snovi v zraku; Uradni list RS 73/94).

Torej naj poudarimo: *emisija* se nanaša na izpuščanje snovi v zrak, podoben izraz, ki ga tudi dosti uporabljajo, *imisija* pa na količino snovi v zraku.

Povečini so naše uredbe usklajene s tistimi, ki jih uporabljajo v razvitih državah sveta; lahko rečemo, da so naši predpisi med strožjimi v svetu. Vsake toliko časa se predpisi tudi spreminjajo in prilagajajo novim spoznanjem in potrebam. Na kratko jih opišimo na primeru žveplovega dioksida SO_2 !

Za žveplov dioksid SO_2 , ki je tipičen polutant pri sežiganju goriv, v katerih je tudi žveplo (naši premogi so npr. tako gorivo in pri nas je večina emisije SO_2 iz dimnikov), velja (po Uredbi o emisiji snovi v zrak iz kurilnih naprav; Uradni list RS 51/98, 73/94):

- da je v malih kuriščih (z močjo pod 1 MW, pri katerih zaradi razpršenosti ni mogoče kontrolirati emisije iz vsakega kurišča posebej) prepovedano kuriti premog, v katerem je več kot 0,7 g žvepla v tisti količini premoga, ki daje 1 MJ toplote,
- da pri srednjih kuriščih (z močjo med 1 in 50 MW) ne sme biti več kot 2000 mg SO_2 v m^3 dimnih plinov,
- da pri velikih kuriščih (z močjo več kot 50 MW) velja za moči do 100 MW enaka omejitev kot za srednje močna kurišča, za močnejša pa se mora vsebnost žveplovega dioksida SO_2 v dimnih plinih linearno zmanjševati tako, da je pri moči 500 MW le še 400 mg/ m^3 . Če vsebnosti SO_2 v dimnih plinih velikih kurišč presegajo predpisane vrednosti, je obvezno razžvepljevanje, ki te vsebnosti ustrezno zmanjša.

Ti ukrepi naj bi ob večini vremenskih stanj zagotavljali, da bi pri tleh ne bile presežene mejne imisijske vrednosti v zraku, ki so za žveplov dioksid (po Uredbi o mejnih, opozorilnih in kritičnih imisijskih vrednostih v zraku) za enourno povprečje $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$, za 24-urno povprečje $125 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in za celoletno povprečje $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ v zraku pri tleh. Če so te vrednosti presežene in ko so presežene celo višje vrednosti, to je *opozorilne vrednosti*, je treba opozoriti prebivalstvo in povzročitelje onesnaženja. Pri še višjih, to je *kritičnih vrednostih*, pa so obvezni izredni ukrepi za zmanjševanje onesnaženosti.

Kot rečeno, v večini primerov ravnanje in ukrepi, ki so v skladu z uredbami, zagotavljajo dovolj čist zrak. Zakaj se potem lokalno in občasno, predvsem okrog močnejših virov polutantov, pojavljajo prekomerna onesnaženja zraka? Zaradi posebnih vremenskih stanj, ki so neugodna za naravno razredčevanje primesi v zraku.

11.1.3 Razširjanje polutantov v zraku

Ko pride polutant iz vira v ozračje, ga morebitni veter (advektivno) odnaša proč od vira, turbulentna difuzija pa je vzrok za to, da se snov tudi prečno razširja. Čim večja je emisija Q , tem bolj se povečuje skupna količina te snovi v zraku in tem večja je njena koncentracija χ ob viru (ali ob virih) onesnaževanja:

$$Q(\chi) = \frac{d\chi}{dt} = \frac{\partial\chi}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla\chi.$$

Odnášanje od vira je tem močnejše, čim močnejši je veter. Čim bolj se spreminja smer vetra, tem bolj se snov odnaša v najrazličnejše smeri in se že s tem (adveksijsko) razporeja v večji volumen ozračja. Čeprav se skupna količina snovi s samim prenosom skozi zrak nič ne spreminja ($\frac{d\chi}{dt} = 0$), ta adveksijski del povzroči lokalno spremembo koncentracije χ snovi v zraku:

$$\frac{\partial\chi}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla\chi. \quad (11.1)$$

K adveksijskemu razširjanju snovi po prostoru pripomore še turbulentna difuzija, ki zmanjšuje koncentracijo χ . Približno jo opišemo na analogen način, kot smo v poglavju 4.1.4 opisali vpliv turbulence na trenje:

$$\frac{\partial\chi}{\partial t} = K_\chi \nabla^2 \chi. \quad (11.2)$$

Količino snovi oz. njeno koncentracijo pa zmanjšujejo tudi morebitne kemične spremembe te snovi v druge spojine, morebitno usedanje te snovi na

tla, ali izpiranje iz zraka z dežjem in podobno. Vse to zajamemo kot kemijske pretvorbe in izpad v členu $I(\chi)$.

Če upoštevamo vse te opisane procese, dobimo enačbo, ki opisuje časovne spremembe koncentracij zaradi emisije, razširjanja snovi v zrak in kemijskih sprememb ter izpada snovi. Tako dobimo za lokalno spreminjanje koncentracije χ te snovi v zraku:

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = Q(\chi) - \vec{v} \cdot \nabla \chi + K_\chi \nabla^2 \chi - I(\chi). \quad (11.3)$$

Turbulentna difuzivnost K_χ ni lastnost ozračja (ni konstanta), temveč je močno odvisna od vetrovnih razmer in od hidrostatične stabilnosti ozračja.

Za stacionarne razmere ($\frac{\partial \chi}{\partial t} = 0$), ko piha enakomeren veter stalne smeri, npr. v smeri x : $\vec{v} = (u, 0, 0)$, ko imamo en sam stalen, enakomeren vir $Q(\chi)$, katerega upoštevamo kot robni pogoj (pri $x = 0$), in ko je skupen izpad snovi $I(\chi)$ zanemarljivo majhen, se enačba močno poenostavi:

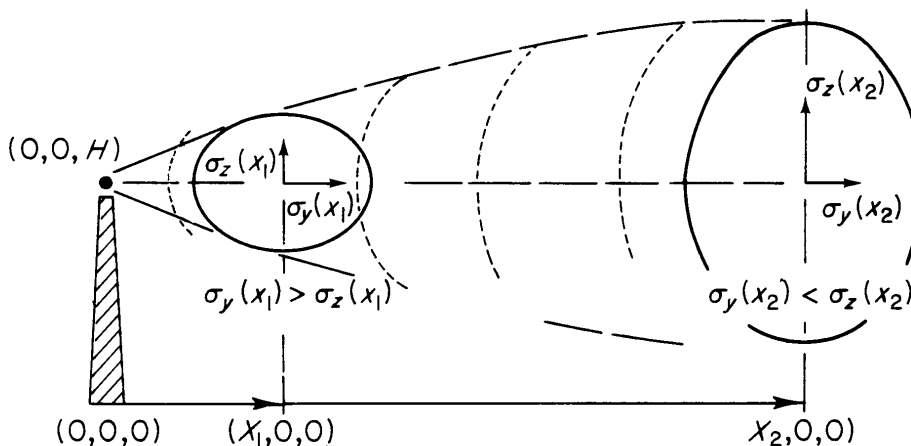
$$u \frac{\partial \chi}{\partial x} = K_\chi \nabla^2 \chi. \quad (11.4)$$

S še nekaterimi poenostavitvami, da npr. v smeri vetra adveksijski prenos močno prevlada nad turbulentno difuzijo v tej smeri, dobimo znano *stacionarno Gaussovo razporeditev koncentracije polutanta na odvetrni strani vira* – r je tu razdalja od vira do točke (x, y, z) :

$$\chi(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi r \sqrt{K_y K_z}} \exp \frac{-u}{4x} \left[\frac{y^2}{K_y} + \frac{z^2}{K_z} \right]. \quad (11.5)$$

Tu smo turbulentno difuzivnost napisali posebej za horizontalno difuzijo, prečno na veter K_y in posebej za vertikalno difuzijo K_z . Obe difuzivnosti sta odvisni od turbulentnosti toka. Nanju, poleg vetrovnosti, vpliva tudi vertikalna (hidrostatična) stabilnost ozračja; ta bolj velja za difuzijo po vertikali, saj vertikalna stabilnost neposredno duši vertikalne premike zraka (kot smo povedali npr. v poglavju 4.1.3 in še posebej v poglavju 6.5.4). Čim večja je stabilnost, tem manjša je turbulentna difuzivnost in šibkejša je razširjanje in razredčevanje polutantov. Enačbo (11.6) ponavadi še predelamo tako, da namesto K_y in K_z vpeljemo empirični količini σ_y in σ_z in postavimo koordinatni sistem na efektivno višino osi dima H . Tako dobi enačba (11.6) obliko:

$$\chi(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi \sigma_y \sigma_z u} \exp \left[-\frac{y^2}{2\sigma_y^2} - \frac{(z - H)^2}{2\sigma_z^2} \right]. \quad (11.6)$$



SLIKA 11.1: Oblika dimne sledi po Gaussovem modelu, ki je uporaben le blizu vira onesnaževanja, nad ravninami in ob stalnem enakomernem vetru; v prikazanem primeru je blizu vira močnejše razširjanje po horizontali ($\sigma_y > \sigma_x$), dlje od vira pa po vertikali ($\sigma_x > \sigma_y$) (po Sternu in sod., 1973).

Enačba je rezultat precej poenostavitve. Zato sorazmerno dobro velja le ob enakomernem stalnem vetru in nad homogenim terenom, ne predaleč od vira onesnaževanja (slika 11.1).

V goratem svetu seveda smer vetra ni niti ravna niti konstantna, temveč se veter prilagaja reliefu. Takrat oz. tam (in to pri nas velja skoraj povsod) ima *Gaussova razporeditev polutantov* v zavetrju virov le zelo, zelo omejeno veljavnost in je treba biti pri njeni uporabi, predvsem dlje od vira, zelo previden.

11.1.4 Vpliv vertikalne stabilnosti in reliefa na onesnaženost zraka

Kot smo že rekli, je turbulentna difuzivnost odvisna od vertikalne stabilnosti. Zato so ob močni vertikalni stabilnosti dimne sledi za dimniki ozke, ob manjši stabilnosti pa se polutanti bolj razširjajo v prostor. Vpliv stabilnosti je še bolj kompleksen: lahko je npr. pod virom stabilnost šibka, nad njim pa zelo močna. V takem primeru se polutant navzdol lahko razširja, navzgor pa ne. Včasih se smer vetra sicer nekoliko spreminja okrog prevladujoče smeri, difuzivnost pa je šibka. Tedaj dimna sled opleta po horizontali in podobno.

Pri nas v pretežno goratem reliefu (torej to ne velja za ravnine severovzhodne Slovenije) je še precej bolj kot oblika dimne sledi važna velikost prostora, v katerega se lahko razširjajo polutanti, torej volumen cele doline ali kotline. Največja skupna emisija v kotlino, pri kateri so količine polutantov še pod

mejnimi vrednostmi, se imenuje *emisijski potencial kotlin*. Pojem se nanaša predvsem na primere, ko je v konkavnih oblikah terena jezero hladnega zraka, ki ga ob vrhu od višje ležečih plasti ozračja loči temperaturna inverzija (glej poglavji 6.7.1 o radiacijski megli in 7.4.1 o vremenu ob anticiklonu). Tedaj je skupni volumen, v katerega se lahko razširjajo izpusti iz dimnikov, industrijskih obratov, od prometa itd., omejen. Polutanti se vsi zadržujejo v hladnem zraku v kotlini in se zaradi močne stabilnosti v plasti inverzije ne morejo širiti tudi v zrak nad tem jezerom hladnega zraka. Če tako jezero hladnega zraka vztraja dalj časa neprekinjeno, se polutanti v njem kopičijo, le delno izpadajo in morebitno šibko gibanje znotraj tega jezera hladnega zraka jih nekoliko prenaša sem in tja: sčasoma se onesnaženost močno, včasih celo kritično poveča. To so prevladujoči vzroki za visoko onesnaženost zraka v urbaniziranih kotlinah Slovenije.

Lokalno so lahko na udaru tudi manjša območja v zavetrju izpustov. Če je npr. izpust kakega polutanta blizu pobočja (proti kateremu piha veter), lahko dimna sled to pobočje oplazi in pride do lokalnih poškodb vegetacije, do lokalne ogroženosti tam živečih ljudi in podobno.

Na splošno lahko rečemo, da sta v pretežno goratem svetu bolj kot turbulentna difuzivnost odločujoča za stopnjo onesnaženosti zraka predvsem dva dejavnika:

- kanaliziranje vetra vzdolž dolin in skozi kotline (trajektorije zračnih delov so tedaj lahko precej zapletene in ne ravne, kot predvideva Gaussov model),
- pojav jezera hladnega zraka s temperaturno inverzijo (tedaj je odločujoč skupni razpoložljivi volumen kotlinske atmosfere, delno tudi lokalna gibanja zraka znotraj tega volumna).

11.2 Globalne posledice onesnaževanja

Za globalne posledice onesnaževanja zraka niso toliko značilne zelo visoke koncentracije polutantov kot postopno akumuliranje končnih produktov onesnaževanja v ozračju. Tako smo že v poglavjih o sevanju (6.2), o fizikalnih dejavnikih klime (9.2) in o morebitnih spremembah klime (9.4.2) omenili dve najvažnejši posledici: povečanje količine ogljikovega dioksida CO₂ v ozračju (za tretjino) in s tem v zvezi segrevanje ozračja ter nenaravno močen (v manjši intenzivnosti pa sicer običajen in naraven) pomladni primanjkljaj statorsferskega ozona nad polarnimi predeli.

11.2.1 Ogljikov dioksid CO₂ in segrevanje ozračja

Ker je ogljikov dioksid CO₂ močen absorbent za dolgovalovno zemeljsko sevanje, njegovo kopičenje v ozračju zaradi kurjenja fosilnih goriv spreminja energijsko bilanco Zemlje in posledično ravnovesno temperaturo ozračja. To smo v prej naštetih poglavjih dovolj pojasnili. Tu poudarimo le dejstvo, da CO₂ ni glavni absorbent dolgovalovnega sevanja, temveč je to vodna para (tabela 11.1).

plin	prispevek v W/m ² (z upoštevanjem delnega prekrivanja vplivov)	v %
H ₂ O	71 (49)	60 (59)
CO ₂	32 (24)	26 (28)
O ₃	10 (7)	8 (8)
CH ₄ + N ₂ O	8 (4)	6 (5)

TABELA 11.1: Deleži posameznih plinov v ozračju pri skupnem učinku tople grede za jasno nebo in (v oklepajih) za povprečno oblačnost (po Kiehlu in Trenberthu, 1997).

Torej povečevanje količine ogljikovega dioksida CO₂ v industrijski dobi za okrog tretjino (slika 6.7) k sreči vpliva le na dobro četrtno skupnega vpliva absorpcije dolgovalovnega sevanja v ozračju, torej le na četrtno t. i. vpliva »tople grede«. Zato se je tudi temperatura pri tleh (k sreči) do sedaj na Zemlji dvignila le za nekaj desetink stopinje Celzija (glej sliko 9.9 v poglavju 9.4.2).

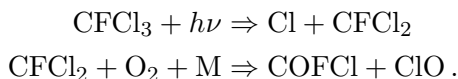
11.2.2 Stratosferski ozon O₃

Okrog 90 % vsega ozona v ozračju je v stratosferi, v višini med 12 in 45 km nad tlemi: skupaj ga je za okrog 0,3 cm debelo plast – če bi vsega zbrali skupaj in stisnili na tlak pri tleh (odtod mera za količino skupnega ozona O₃, ki ga je v povprečju torej okrog 300 *Dobsonovih enot*).

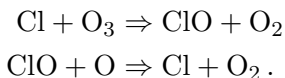
Naravni letni hod količine ozona nad polarnimi predeli je izrazit, najbolj pri geografski širini okrog 75°. Predvsem to velja za Antarktiko, kjer se v tamkajšnji zimi v polarni noči ustvari vase zaključen, od drugega dogajanja izoliran vrtinec kroženja stratosferskega zraka okrog pola, torej vrtinec brez izrazitega mešanja z zrakom iz nižjih geografskih širin. Tako ni prenosa ozona O₃ iz subpolarnih predelov nad polarna območja. V hudem mrazu polarne stratosferske zime (pri 100 mbar je tam med –60 in –80 °C) se tvorijo stratosferski oblaki, katerih kristalčki služijo kot katalizatorji za kemične reakcije, ki razkrajajo ozon O₃. Ko se polarni vrtinec ob koncu zime ogreje in premeša z zrakom subpolarnih predelov, količina ozona spet naraste.

Kar je zaskrbljivo, je dejstvo, da je zmanjšanje količine ozona O_3 predvsem nad Antarktiko vedno močnejše. Izkazalo se je, da sta vzrok za to predvsem klor Cl in njegov oksid ClO . Na oblačnih delcih se lahko aktivirajo še druge klorove in bromove spojine, ki so brez oblačnih kristalčkov sicer neaktivne. Kaj se dogaja, da so koncentracije ozona O_3 manjše, kot bi bile naravne?

Ko v stratosfero vstopajo klorofluorove spojine (freoni), ki jih sicer uporabljajo kot potisni plin v pršilih ($CFCl_3$) ali v hladilnikih (CF_2Cl_2), se ob delovanju svetlobe v fotokemični reakciji sproščata klor Cl in njegov oksid ClO :



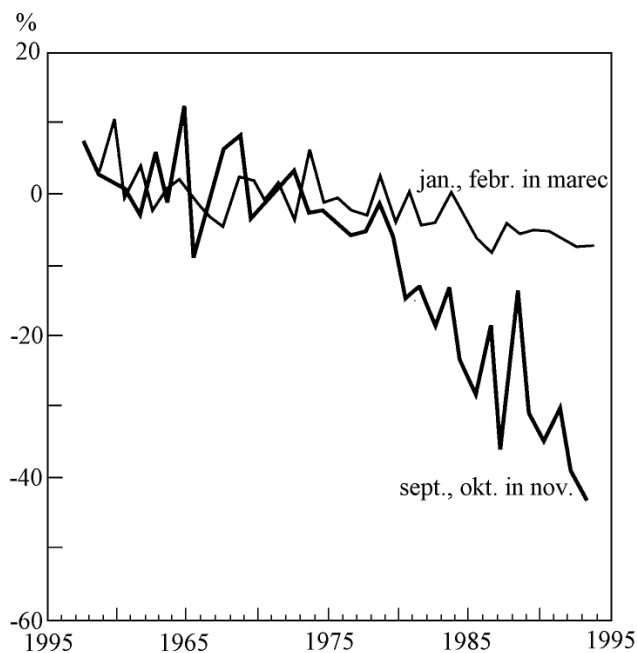
Ta dva sodelujeta pri reakcijah z ozonom in enoatomnim kisikom tako, da ju razgrajujeta, sama pa se pri tem nič ne porabljata:



Neto je bilanca taka, da se torej izgublja ozon (pa tudi enoatomni kisik), klorove spojine pa ostajajo pri tem neporabljene oz. neprizadete. Povečanje vsebnosti teh snovi (pa tudi drugih, npr. dušikovih oksidov), zmanjšuje koncentracijo ozona. Upadanje koncentracije ozona iz leta v leto nedvoumno dokazujejo merjenja (slika 11.2).

Ocenjujejo, da kakšnih 20 % – 26 % ozona razpada na naraven način, kakšnih 19 % – 20 % zaradi freonov, kakšnih 31 % – 34 % zaradi dušikovih oksidov in med 22 % in 29 % zaradi sklopa drugih kemičnih oz. fotokemičnih reakcij.

Proces je pomemben zaradi tega, ker manjša količina ozona absorbira manj ultravijoličnega sevanja, ki je, predvsem tisto z najkrajšimi valovnimi dolžinami, živim bitjem škodljivo.



SLIKA 11.2: Slika: Časovni potek relativnega odstopanja količine ozona v ozračju nad Antarktiko (povprečje po merjenjih na štirih tamkajšnjih merilnih postajah) glede na vrednosti v obdobju okrog leta 1960, to je pred pojavom »ozonske luknje« (po Bojkovu, 1994).

A

Standardna atmosfera po ICAO

Podatki so povzeti po *Manual of the ICAO Standard Atmosphere – extended to 80 kilometres (262 500 feet)*, Third Ed. 1993, International Civil Aviation Organization, Doc 7488/3.

plin	molska masa	volumenski delež (%)	masni delež (%)*
dušik N ₂	28,0134	78,084	75,52
kisik O ₂	31,9988	20,947	23,15
argon Ar	39,948	0,934	1,28
ogljikov dioksid CO ₂	44,00995	0,0314**	0,05**

* masni delež je izračunan iz volumenskega z množenjem z M_i/M_z

** količina je močno odvisna od kraja in časa

TABELA A.1: Sestava suhega zraka pri tleh po standardni atmosferi ICAO.

Nekatere standardne konstante:

standardna vrednost specifične sile teže

$$g_0 = 9,80665 \text{ m/s}^2$$

plinska konstanta za zrak

$$R = 287,05287 \text{ J/(kg K)}$$

povprečni radij Zemlje

$$r_Z = 6370,949 \text{ km}$$

Vrednosti pri tleh:

zračni tlak pri morskem nivoju

$$p_0 = 1013,25 \text{ hPa}$$

temperatura pri morskem nivoju

$$T_0 = 288,15 \text{ K} = 15 \text{ °C}$$

gostota zraka pri morskem nivoju

$$\rho_0 = 1,225 \text{ kg/m}^3$$

Vrednosti v višinah:

Do višine 32 km so za izračun temperature in tlaka v ICAO standardni atmosferi uporabne naslednje enačbe, pri čemer ne uporabljamo geometrijske višine z , temveč geopotencialno višino H . Za zvezo med njima uporabljamo lahko kar vrednosti po približni enačbi: $H = \frac{zr_Z}{(r_Z+z)}$.

od morskega nivoja	$H = zr_Z/(r_Z + z),$	$r_Z = 6370,949 \text{ km}$
do višine 32 km	$\rho = p/RT,$	$R = 287,053 \text{ J/(kg K)}$

od morskega nivoja	$T = 288,15 \text{ K} - 6,5 \text{ K/km} \cdot H$
do višine $z = 11 \text{ km}$	$p = 1013,25 \text{ hPa} \cdot (288,15 \text{ K}/T)^{-5,255877}$

med $z = 11 \text{ km}$	$T = 216,650 \text{ K}$
in $z = 20 \text{ km}$	$p = 226,32 \text{ hPa} \exp[-0,15678832/\text{km} \cdot (H - 11 \text{ km})]$

med $z = 20 \text{ km}$	$T = 216,650 \text{ K} + 10 \text{ K/km} \cdot (H - 20 \text{ km})$
in $z = 32 \text{ km}$	$p = 54,7487 \text{ hPa}(216,650 \text{ K}/T)^{-34,16319}$

Grafični prikaz je za temperaturo podan na sliki 2.4 (na strani 37), značilne vrednosti pa podajata tudi tabeli A.2 in A.3.

višina (m)	pritisk (hPa)	temperatura (°C)	gostota (kg/m ³)
0	1013,25	15,00	1,2250
100	1001,29	14,35	1,2130
300	977,72	13,05	1,1900
500	954,61	11,75	1,1670
1000	898,76	8,50	1,1120
1500	845,59	5,25	1,0580
2000	795,00	2,00	1,0070
3000	701,20	-4,50	0,9090
4000	616,60	-11,00	0,8190
5500	505,40	-20,70	0,6970
7000	411,10	-30,50	0,5900
9000	308,00	-43,40	0,4670
10 000	265,00	-50,00	0,4140
11 000	227,00	-56,40	0,3650
12 000	194,00	-56,50	0,3120
16 000	104,00	-56,50	0,1660
20 000	55,30	-56,50	0,0889
30 000	11,90	-46,60	0,0184

TABELA A.2: Vrednosti pritiska, temperature in gostote v standardni atmosferi (v troposferi in tropopavzi do 30 km visoko).

pritisk (hPa)	višina (m)	temperatura (°C)
1000	111	14,3
925	762	10,1
850	1457	5,6
700	3012	-4,5
500	5574	-20,7
400	7185	-31,8
300	9164	-44,7
200	11 784	-56,5
100	16 180	-56,5
50	20 576	-56,0
20	26 481	-50,1
10	31 055	-45,6
1	48 100	-2,5
0,1	65 600	-41,5

TABELA A.3: Višine in temperature na nekaterih izbranih pritiskovih ploskvah v standardni atmosferi.

B

Beaufortova skala in preglednica meteoroloških pojavov

Bf	učinek na morju	učinek na kopnem	hitrost vetra v m/s
0	gladko morje	listje na drevju miruje	manj kot 0,5
1	drobni valčki	listje na drevju migota	1
2	valčki (1 dm)	listje na drevju šelesti	2
3	valovi in posamezne grive	vejice se premikajo	4
4	precej belih griv na valovih	veje na drevju se gibajo	6
5	valovi vsi z grivami	manjša debla nihajo	8
6	morje se zakadi	veter tuli okoli vogalov	11
7	morje se kadi	drevesa se majejo	14
8	vsa gladina v dimu	veje se lomijo z dreves	18
9	razburkano viharo morje	opeko odnaša s streh	22
10	valovi višji od 3 m	ruje posamezna drevesa	27

TABELA B.1: Beaufortova skala za ocenjevanje hitrosti vetra na morju in na kopnem.

Pri rednih meteoroloških opazovanjih ločimo približno 100 različnih vremenskih stanj oziroma pojavov v ozračju. Vsakemu ustreza poseben sinoptični simbol in ustrezna šifra (slika B.1).

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
90	91	92	93	94	95	96	97	98	99

SLIKA B.1: Simboli za zapis trenutnega vremena.

Pomen šifer in simbolov:

od 00 do 11: pojavi ob večinoma lepem vremenu:

00 – oblakov ni, 01 – oblaki izginjajo, 02 – oblaki se ne spreminjajo, 03 – oblaki se razvijajo, 04 – vidnost zmanjšana zaradi dima, 05 – suha motnost, 06 – prah v ozračju, 07 – dviganje prahu, 08 – prašni vrtinci, 09 – prašni vihar, 10 – zamegljenost, 11 – zamegljenost v pasovih;

od 12 do 19: spremljajoči pojavi:

12 – ledena megla, 13 – bliskanje brez grmenja, 14 – virga: padavinski pramen, ki ne pride do tal, 15 – padavinski pramen v okolici, ki pride do tal, 16 – padavine v okolici, 17 – grmi brez padavin, 18 – močan veter, 19 – tornado;

od 20 do 29: pojavi v pretekli uri:

20 – pršenje, 21 – dež, 22 – sneg, 23 – dež s snegom, 24 – ledeni dež, 25 – ploha z dežjem, 26 – snežna ploha, 27 – ploha s točo, 28 – megla, 29 – nevihta;

od 30 do 39: snežni in peščeni viharji:

30 – slabeč zmerni peščeni vihar, 31 – nespremenjeni zmerni peščeni vihar, 32 – naraščajoč zmerni peščeni vihar, 33 – slabeč močan peščeni vihar, 34 – nespremenjen močan peščeni vihar, 35 – naraščujoč močan peščeni vihar, 36 – zmeren nizki živi sneg, 37 – močan nizki živi sneg, 38 – zmeren visok živi sneg, 39 – močan visok živi sneg;

od 40 do 49: megla:

40 – megla v okolici, 41 – megla v pasovih, 42 – megla z vidnim nebom, se redči, 43 – megla, se redči, 44 – nespremenjena megla z vidnim nebom, 45 – nespremenjena megla, 46 – gosteča se megla z vidnim nebom, 47 – gosteča se megla, 48 – ledena megla z vidnimi nebom, 49 – ledena megla;

od 50 do 59: pršenje:

50 – v presledkih rahlo prši, 51 – rahlo prši, 52 – v presledkih prši, 53 – prši, 54 – v presledkih močno prši, 55 – močno prši, 56 – rahlo prši in zmrzuje, 57 – močno prši in zmrzuje, 58 – rahlo dežje in prši, 59 – dežuje in prši;

od 60 do 69: dež:

60 – v presledkih rahlo dežuje, 61 – rahlo dežuje, 62 – v presledkih dežuje, 63 – dežuje, 64 – v presledkih močno dežuje, 65 – močno dežuje, 66 – rahlo dežuje in zmrzuje, 67 – močno dežuje in zmrzuje, 68 – rahlo sneži in dežuje, 69 – dežuje in sneži;

od 70 do 79: sneg:

70 – v presledkih rahlo sneži, 71 – rahlo sneži, 72 – v presledkih sneži, 73 – sneži, 74 – v presledkih močno sneži, 75 – močno sneži, 76 – ledene iglice, 77 – zrnat sneg, 78 – posamezne snežinke, 79 – ledena zrnca;

od 80 do 99: plohe in nevihte:

80 – manjša ploha, 81 – ploha, 82 – močna ploha, 83 – manjša ploha z dežjem in snegom, 84 – ploha z dežjem in snegom, 85 – snežna ploha, 86 – močna snežna ploha, 87 – ploha s sodro, 88 – močna ploha s sodro, 89 – ploha s točo, 90 – močna ploha s točo, 91 – rahlo dežuje po nevihti, 92 – dežuje po nevihti, 93 – rahlo sneži po nevihti, 94 – sneži po nevihti, 95 – nevihta z dežjem, 96 – nevihta s točo, 97 – močna nevihta z dežjem, 98 – nevihta s peščenim viharjem, 99 – močna nevihta s točo.

C

Nasičeno vlažni zrak

Podatki so povzeti po D. L. Laikhtman et al.: *Problems in Dynamic Meteorology*, WMO No. 261. TP. 146, WMO, Ženeva, 1970.

T (°C)	e_s (mbar)	ρ_s (g/m ³)	q_s (g/kg)	r_s (g/kg)	ρ_{zr} (g/m ³)
-60	0,009	0,010	0,006		1637
-55	0,020	0,020	0,012		1599
-50	0,039	0,038	0,024		1563
-45	0,069	0,066	0,043		1529
-40	0,124	0,116	0,077		1496
-35	0,223	0,203	0,139		1464
-30	0,373	0,334	0,232		1434
-25	0,628	0,550	0,391		1405
-20	1,27	1,08	0,79		1377
-19	1,37	1,17	0,86		1372
-18	1,49	1,27	0,93		1367
-17	1,62	1,38	1,01		1361
-16	1,76	1,49	1,10		1356
-15	1,91	1,60	1,19		1351
-14	2,07	1,73	1,29		1345
-13	2,24	1,87	1,90		1340
-12	2,43	2,02	1,51		1335

TABELA C.1: Količine nasičeno vlažnega zraka v odvisnosti od temperature T : nasičeni parni tlak e_s , nasičena gostota ρ_s , nasičena specifična vlažnost q_s in nasičeno mešalno razmerje r_s ; v zadnjem stolpcu so podane tudi gostote suhega dela zraka ρ_{zr} pri zračnem pritisku $p_0 = 1000$ mbar.

T (°C)	e_s (mbar)	ρ_s (g/m ³)	q_s (g/kg)	r_s (g/kg)	ρ_{zr} (g/m ³)
-11	2,63	2,18	1,64		1330
-10	2,85	2,35	1,78	1,78	1325
-9	3,09	2,54	1,92	1,93	1320
-8	3,35	2,74	2,08	2,09	1315
-7	3,62	2,95	2,25	2,26	1310
-6	3,91	3,17	2,43	2,44	1305
-5	4,22	3,41	2,62	2,63	1300
-4	4,55	3,66	2,82	2,83	1295
-3	4,99	3,93	3,04	3,05	1290
-2	5,27	4,22	3,28	3,29	1286
-1	5,67	4,53	3,54	3,55	1281
0	6,10	4,86	3,81	3,83	1276
1	6,56	5,21	4,10	4,12	1272
2	7,05	5,57	4,40	4,43	1267
3	7,58	5,96	4,73	4,76	1262
4	8,14	6,37	5,08	5,11	1258
5	8,73	6,81	5,45	5,48	1253
6	9,35	7,27	5,84	5,87	1249
7	10,01	7,76	6,26	6,29	1244
8	10,71	8,28	6,70	6,74	1240
9	11,46	8,83	7,17	7,22	1235
10	12,26	9,41	7,67	7,73	1231
11	13,11	10,02	8,21	8,27	1227
12	14,01	10,66	8,77	8,84	1222
13	14,96	11,34	9,37	9,45	1218
14	15,97	12,07	10,01	10,10	1214
15	17,04	12,84	10,69	10,79	1210
16	18,17	13,65	11,40	11,50	1205
17	19,37	14,50	12,20	12,30	1201
18	20,64	15,39	13,0	13,1	1197
19	21,97	16,33	13,8	14,0	1193
20	23,38	17,32	14,7	14,9	1189
21	24,87	18,36	15,6	15,9	1185
22	26,44	19,45	16,6	16,9	1181
23	28,09	20,59	17,7	18,0	1171

TABELA C.1 (nadaljevanje): Količine nasičeno vlažnega zraka ...

T (°C)	e_s (mbar)	ρ_s (g/m ³)	q_s (g/kg)	r_s (g/kg)	ρ_{zr} (g/m ³)
24	29,84	21,79	18,8	19,2	1173
25	31,68	23,06	20,0	20,4	1169
26	33,62	24,39	21,2	21,7	1165
27	35,66	25,79	22,5	23,0	1161
28	37,80	27,25	23,9	24,5	1157
29	40,05	28,79	25,3	26,0	1153
30	42,42	30,38	26,9	27,2	1150
31	44,92	32,06	28,5	29,3	1146
32	47,51	33,82	30,2	31,1	1142
33	50,30	35,67	31,9	33,0	1138
34	53,19	37,60	33,8	35,0	1134
35	56,23	39,62	35,8	37,1	1131
40	73,7	51,1	47,3	49,6	1113
45	95,8	65,9	61,9	66,0	1095
50	123,3	82,8	80,6	87,6	1078
55	157,4	104,1	104,2	116,3	1062
60	199,1	129,8	134,1	154,9	1046

TABELA C.1 (nadaljevanje): Količine nasičeno vlažnega zraka ...

D

Lista simbolov

D.1 Neodvisne spremenljivke

t	čas
λ, φ, r	krajevne spremenljivke v geografskem koordinatnem sistemu
x, y, z	krajevne spremenljivke v lokalnem kartezičnem koordinatnem sistemu, ponavadi x proti vzhodu, y proti severu in z proti zenitu, ali v sistemu, ki je prirejen geografskemu sistemu: $x = x_0 + r \cos \varphi \lambda, y = y_0 + r \varphi, z = r - r_Z$
p	vertikalna koordinata v »p« sistemu
$\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$	enotski bazni vektorji
$\vec{t}, \vec{n}, \vec{b}$	enotski bazni vektorji v naravnem koordinatnem sistemu
\vec{r}	radij vektor
\vec{r}_1	z osjo kroženja vzporedni del radij vektorja
\vec{R}	na os kroženja pravokotni del radij vektorja

D.2 Odvisne spremenljivke in funkcije, parametri in konstante

c_a	specifična toplota vode
c_l	specifična toplota ledu
c_p	specifična toplota pri stalnem tlaku
c_{pv}	specifična toplota vodne pare pri stalnem tlaku, $c_{pv} = 1847 \text{ J}/(\text{kg K})$
c_{vv}	specifična toplota vodne pare pri stalnem volumnu, $c_{vv} = 1386 \text{ J}/(\text{kg K})$

c_{pz}	specifična toplota suhega dela zraka pri stalnem tlaku, $c_{pz} = 1004 \text{ J}/(\text{kg K})$
c_{vz}	specifična toplota suhega dela zraka pri stalnem volumnu, $c_{vz} = 717 \text{ J}/(\text{kg K})$
c_v	specifična toplota pri stalnem volumnu
C	električna kapaciteta
D	sprememba smeri žarka pri mavrici po prehodu skozi kapljico
e	tlak vodne pare ali pritisk vodne pare
e_s	nasičeni tlak ali nasičeni pritisk vodne pare
f	Coriolisov parameter, $f = 2\Omega \sin \varphi$; relativna vlažnost $f = e/e_s$; funkcija
f_0	konstantna vrednost Coriolisovega parametra (npr. $f_0 (45^\circ \text{ g. š.}) = 1,031 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)
\vec{f}	specifična sila (z indeksi označene razne sile ali posamezne komponente)
\vec{F}	sila (z indeksi označene razne sile ali posamezne komponente)
g	vrednost težnostnega pospeška (specifične sile teže)
g_0	standardna vrednost težnostnega pospeška (specifične sile teže) $g_0 = 9,80665 \text{ m/s}^2$
\vec{g}	vektor težnostnega pospeška (specifične sile teže)
h	Planckova konstanta, $h = 6,6 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$
h_i	specifična izparilna toplota (voda-para) $h_i = 2,50 \text{ MJ/kg}$ (pri 0°C)
h_s	specifična sublimacijska toplota (led-para) $h_s = 2,83 \text{ MJ/kg}$ (pri 0°C)
h_t	specifična talilna toplota (led-voda) $h_t = 0,33 \text{ MJ/kg}$ (pri 0°C)
H	geopotencialna višina, $H = \frac{\phi}{g_0} = (1/g_0) \int g(z) dz$; efektivna višina osi dima
H_E	debelina Ekmanove plasti, $H_E = \sqrt{K_m/f}$
H_0	višina homogenega ozračja, $H_0 = RT/g \approx 8500 \text{ m}$, $H_0 = RT_0/g_0 \approx 8434 \text{ m}$
I	električni tok; intenzivnost izpada primesi (polutantov) iz ozračja
j	gostota toka
j_0	solarna konstanta, gostota energijskega toka sončnega obsevanja Zemlje ob vrhu ozračja, $j_0 \approx (1367 \pm 0,1 \%) \text{ W/m}^2$
j_e	gostota električnega toka
j_H	gostota toka zaznavne toplote

j_E	gostota toka izparilne (latentne) toplote
j_q	gostota toka vodne pare
k	von Kármánova konstanta, $k \approx 0,4$; koeficient linearnega upora
K_h	turbulentna difuzivnost za toploto
K_m	turbulentna difuzivnost za gibalno količino
K_q	turbulentna difuzivnost za vodno paro
K_y	turbulentna difuzivnost za primesi v zraku prečno na smer vetra
K_z	turbulentna difuzivnost za primesi v zraku po vertikali
K_χ	turbulentna difuzivnost za primesi (polutante) v zraku
l	povprečna pot mešanja
m	masa, masa zraka
m_a	masa tekoče vode
m_l	masa ledu
m_v	masa vodne pare
m_z	masa suhega dela zraka
m_Z	masa Zemlje, $m_Z = 5,977 \cdot 10^{24}$ kg
M	molska masa zraka, $M = 28,9644$ kg/kmol
p	tlak ali pritisk, zračni tlak ali zračni pritisk
p_s	zračni tlak pri tleh ali zračni pritisk pri tleh
p_z	tlak suhega dela zraka ali pritisk suhega dela zraka
p_0	standardna vrednost zračnega tlaka na morskem nivoju, $p_0 = 1013,25$ hPa
P	moč
q	specifična vlažnost, $q = \rho_v / \rho$
q_s	nasičena specifična vlažnost, $q = \rho_s / \rho$
Q	toplota; električni naboj; intenzivnost vira onesnaževanja zraka
r	razmerje mešanosti vodne pare in suhega dela zraka, $r = \rho_v / \rho_z$
r_s	nasičeno razmerje mešanosti vodne pare in suhega dela zraka, $r = \rho_s / \rho_z$
r_Z	povprečni radij Zemlje, $r_Z = 6,356766 \cdot 10^6$ m
r_{ICAO}	povprečni radij Zemlje po standardu ICAO, $r_{ICAO} = 6,370949 \cdot 10^6$ m
R	specifična plinska konstanta za zrak, $R = 287,04$ J/(kg K); električni upor
R_{ICAO}	specifična plinska konstanta za zrak po standardu ICAO, $R_{ICAO} = 287,05287$ J/(kg K)
R^*	splošna plinska konstanta, $R^* = 8314$ J/(kmol K)
R_v	specifična plinska konstanta za vodno paro, $R_v = 461,5$ J/(kg K)
R	radij

R_{traj}	radij trajektorije
R_{tok}	radij tokovnice
s	pot; razdalja v naravnem koordinatnem sistemu
S	ploskev
T	temperatura, temperatura zraka
T_d	temperatura rosišča
T_k	temperatura vodne kapljice
T_m	temperatura mokrega termometra
T_{ok}	temperatura okolišnjega zraka (zraka v okolici tistega, ki ga sicer obravnavamo)
T_s	temperatura zraka pri tleh
T_v	virtualna temperatura, $T_v = T[1 + q(R_v - R)/R]$
T_0	standardna vrednost temperature zraka na morskem nivoju, $T_0 = 15\text{ °C} = 288,15\text{ K}$
u	komponenta hitrosti v smeri x (glej tudi u, v, w in u, v, ω)
u_*	torna hitrost
u, v, w	komponente hitrosti vetra: $u \equiv \frac{dx}{dt}$, $v \equiv \frac{dy}{dt}$, $w \equiv \frac{dz}{dt}$ (ponavadi u proti vzhodu, v proti severu, w pa vedno navpično navzgor, proti zenitu) v (lokalnem) kartezičnem koordinatnem sistemu ali v geografskem (krivočrtnem) koordinatnem sistemu: $u = r \cos \varphi \frac{d\lambda}{dt}$, $v = r \frac{d\varphi}{dt}$, $w = \frac{dr}{dt}$
u, v, ω	komponente hitrosti vetra v »p« koordinatnem sistemu, horizontalni komponenti kot v »z« sistemu, vertikalna pa je določena s hitrostjo spremembe tlaka ob vertikalnem premikanju, pozitivna vrednost pomeni gibanje navzdol, $\omega \equiv \frac{dp}{dt}$
\vec{v}	vektor hitrosti vetra
\vec{v}_a	vektor hitrosti v absolutnem, nepospešenem sistemu
\vec{v}_r	vektor hitrosti vetra v relativnem, pospešenem sistemu
\vec{v}_{kroz}	vektor hitrosti kroženja ali krožilna hitrost
v	komponenta hitrosti v smeri y (glej tudi u, v, w in u, v, ω)
V	volumen; komponenta horizontalnega dela hitrosti v naravnem koordinatnem sistemu
V_{at}	antitriptična hitrost
V_c	ciklostrofska hitrost
V_g	geostrofska hitrost
V_{gr}	gradientna hitrost
V_i	inercijska hitrost
w_t	ravnovesna hitrost padanja v mirnem zraku

w	komponenta hitrosti v smeri z , navpično navzgor (glej tudi u, v, w)
z_s	nadmorska višina reliefa, tal
z_0	parameter hrapavosti
α	absorptivnost; kot
β	kot
γ	(negativni) vertikalni gradient temperature v ozračju, $\gamma = -\partial T/\partial z$
Γ_a	(negativna) individualna sprememba temperature pri adiabatem pomiku nenesičenega zraka v vertikalni smeri, $\Gamma_a \equiv -\frac{dT}{dz} = 10 \text{ K/km}$, pri $q < q_s$
Γ_s	(negativna) individualna sprememba temperature pri adiabatem pomiku nasičenega zraka v vertikalni smeri, $\Gamma_s \equiv -\frac{dT}{dz} < 10 \text{ K/km}$, pri $q = q_s$
δ	premik višine mirovanja zraka proti vrhu rastlinske odeje
ε	emisivnost
ζ	vrtničnost, vertikalna komponenta rotorja hitrosti, $\zeta = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{v}$
ϑ	zenitni kot (Sonca)
Θ	potencialna temperatura, $\Theta = T(1000 \text{ hPa}/p)^{R/c_p}$
Θ_e	ekvivalentna potencialna temperatura, $\Theta_e = \Theta e^{h_i r/c_{pz}}$
κ	gravitacijska konstanta, $\kappa = 6,6720 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$
λ	valovna dolžina; geografska dolžina; toplotna prevodnost
μ	viskoznost zraka, $\mu = 1,72 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$
ν	frekvenca (npr. elektromagnetnega valovanja)
ϱ	gostota, gostota zraka
ϱ_a	gostota tekoče vode
ϱ_l	gostota ledu
ϱ_{ok}	gostota okolišnega zraka (v okolici tistega, ki ga sicer obravnavamo)
ϱ_s	nasičena gostota vodne pare (nasičena absolutna vlažnost)
ϱ_v	gostota vodne pare (absolutna vlažnost)
ϱ_z	gostota suhega dela zraka
ϱ_0	standardna vrednost gostote zraka na morskem nivoju, $\varrho_0 = 1,225 \text{ kg/m}^3$
σ	Stefan-Boltzmannova konstanta, $\sigma = 5,670 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)$; ploskovna gostota električnega naboja
σ_y	empirični parameter za opis turbulentne difuzivnosti za primesi (polutante) v zraku prečno na smer vetra
σ_z	empirični parameter za opis turbulentne difuzivnosti za primesi (polutante) v zraku po vertikali
τ	transmisivnost; karakteristični čas, obhodni čas
φ	geografska širina; kot

ϕ	geopotencial, $\phi = \int g(z) dz$
Φ_m	masni tok
χ	koncentracija primesi (polutantov) v ozračju
ω	krožna frekvenca; vertikalna hitrost v »p« sistemu (glej tudi u, v, ω)
Ω	kotna hitrost vrtenja Zemlje, $\Omega = 2\pi/(24 \cdot 3600) \text{ s}^{-1} = 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
$\vec{\Omega}$	vektor kotne hitrosti vrtenja Zemlje

D.3 Rodovi oblakov in okrajšave zanje

Ci	Cirrus
Cs	Cirrostratus
Cc	Cirrocumulus
As	Altostratus
Ac	Alto cumulus
Ns	Nimbostratus
St	Stratus
Sc	Stratocumulus
Cu	Cumulus
Cb	Cumulonimbus

D.4 Kratice

ICAO	International Civil Aviation Organization
WMO	World Meteorological Organization
UTC	Universal Time Coordinated (univerzalni poenoteni čas)
CEST	Central European Standard Time (srednjeevropski čas)
UV	ultravijolično sevanje
IR	infrardeče sevanje
HMZ	Hidrometeorološki zavod
ECMWF	European Centre for Middle range Weather Forecasts

Literatura

- [1] H. B. Bluestein: *Synoptic–dynamic meteorology in midlatitudes*, New York, Oxford, Oxford Univ. Press, Vol. 1, 1992; Vol. 2, 1993.
- [2] R. D. Bojkov: *The ozone layer – recent developments*, WMO Bulletin **43** (1994, No. 2), str. 113–116.
- [3] M. I. Budyko (ur.): *Atlas teplovoga balansa zemnoga šara*, Moskva, Mezhdved. geofiz. komitet, 1963; (povzeto po O. M. Essenwanger (ur.): *General climatology*, 1A, A. Kessler: *Heat balance climatology*, Amsterdam etc., Elsevier, 1985).
- [4] R. Daley: *Atmospheric data analysis*, Cambridge etc., Cambridge Univ. Press, 1991.
- [5] O. M. Essenwanger: *General climatology*, 1B: *Elements of statistical analysis*, Amsterdam, Elsevier, 1986.
- [6] W. S. Hering in T. R. Borden (1967): *Ozone sonde observations over North America*, Vol. 4, Report AFCRL 64–30(IV), Env. Res. Papers No. 279, Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass.; (povzeto po: P. Warneck: *Chemistry of Natural Atmosphere*, Acad. Press, San Diego etc., 1988).
- [7] E. Heyer: *Witterung und Klima*, B. G. Teubner Verl. Leipzig, 1963.
- [8] HMZ: *Mednarodni atlas oblakov, 1. del: priročnik za opazovanje oblakov in drugih meteorjev* (prevod), Ljubljana, Hidrometeorološki zavod RS, 1995.
- [9] A. Hočevar in Z. Petkovšek: *Meteorologija – osnove in nekatere aplikacije*, Ljubljana, Biotehnična fakulteta, 1995.
- [10] J. R. Holton: *An introduction to dynamic meteorology*, San Diego etc., Acad. Press, 1992.

-
- [11] H. G. Houghton: *Physical meteorology*, Cambridge (Mass.), London, The MIT Press, 1985.
- [12] ICAO: *Manual of the ICAO standard atmosphere – extended to 80 km (262 500 feet)*, Third ed., Doc 7488/3, Montreal, ICAO, Document sales unit, 1993 (+ francoska, španska in ruska verzija).
- [13] J. V. Iribarne in H. R. Cho: *Atmospheric physics*, Dordrecht, D. Reidel, 1980.
- [14] JMA: *Report on recent climate change in the world*, Tokio, Japan Meteorological Agency, 1995.
- [15] J. T. Kiehl in K. E. Trenberth, Bull. AMS **78** (1997, No. 2), str. 197–208.
- [16] E. Kleinschmidt (ur.): *Handbuch der Meteorologischen Instrumente*, Berlin, Springer, 1935.
- [17] I. Kuščer in A. Kodre: *Matematika v fiziki in tehniki*, Ljubljana, DMFA, 1994.
- [18] I. Kuščer in S. Žumer: *Toplota – Termodinamika, statistična mehanika, transportni pojavi*, Ljubljana, DMFA, ZOTKS, 1987.
- [19] A. S. Monin: *An introduction to the theory of climate*, Dordrecht, D. Reidel, 1986.
- [20] H. Pichler: *Dynamik der Atmosphäre*, Bibl. Inst. – Wissenschaftsverlag, Mannheim etc., 1984.
- [21] R. R. Rogers in M. K. Yau: *A short course of cloud physics*, Oxford etc., Pergamon Press, 1989.
- [22] C. Saunders: *Charge Separation Mechanisms in Clouds*, Space Sci. Rev. **137** (2008), 335, doi:10.1007/s11214-008-9345-0.
- [23] A. C. Stern: *Fundamentals of air pollution*, London, Academic press, 1973.
- [24] J. Strnad: *Fizika – Prvi del, Mehanika/Toplota*, Ljubljana, DMFA, DZS, 1977; *Fizika – Drugi del, Električna/Optika*, Ljubljana, DMFA, DZS, 1978.
- [25] R. A. R. Tricker: *Introduction to meteorological optics*, American Elsevier and Mills & Bonn Ltd., New York and London, 1970.

-
- [26] UNEP: *Impact of climate change*, United nations environment programme, Nairobi, 1993.
- [27] J. M. Wallace in P. V. Hobbs: *Atmospheric science – an introductory survey*, New York etc., Acad. Press, 1977.
- [28] H. Walther in H. Lieth: *Klimadiagramm–Weltatlas*, Jena, VEB Gustav Fischer Verl., 1967 (okrog 9000 diagramov za okrog 8000 krajev in 33 glavnih ter 22 pomožnih kart – v treh letih: 1960, 1964 in 1967).
- [29] P. Warneck: *Chemistry of the natural atmosphere*, San Diego, Academic press, 1988.
- [30] R. C. Weast (ur.): *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 66th Ed., CRC Press Inc., Boca Raton, 1985–86.
- [31] WMO: *International cloud atlas, Vol. 1, manual on the observation of clouds and other meteors*, WMO, 1975.

Stvarno kazalo

A

- absorptivnost, 123
- adiabata
 - nasičena, 143
- adiabatni proces, 84
 - nasičeni, 142
 - nenasičeni, 139
- advekcija temperature, 118, 119
- advektivna časovna sprememba,
 - 22–24
- aerosol, 35, 151
- albedo, 123
- altimetrija, 89
- analiza vremena, 254
- anemometer, 51, 52
- aneroid, 50
- anticiklon, 186, 197, 199
- antitriptični veter, 105
- astronomska refrakcija, 220
- avtomatske meteorološke postaje, 48,
 - 59

B

- barometer, 49
 - živosrebrni, 48
- barometrična enačba, 89
- Beaufortova skala, 52
- Beerova enačba, 125
- Bernoullijeva enačba, 166
- brezdivergentni tok, 80
- burja, 200, 208

C

- centrifugalna sila, 71–72
- centrifugalni pospešek, 27
- centripetalni pospešek, 69–71
- ciklogeneza, 204
- ciklon, 187, 201, 204, 266
- ciklostrofski veter, 99
- Claussius-Clapeyronova enačba, 142,
 - 148
- Coriolisov parameter, 83
- Coriolisov pospešek, 69–71
- Coriolisova sila, 71–72

Č

- časovna sprememba
 - advektivna, 22–24
 - individualna, 22–24
 - lokalna, 22–24
- časovni odvod
 - individualni, 22
 - lokalni, 22
- čisti vzgon, 112

D

- depozicija, 136
- dež, 64, 164, 207
- diferencial
 - individualni, 22
 - popolni, 20–22
- direktna strela, 216
- divergenca hitrosti, 29–32

dušikovi oksidi, 273

E

Ekmanova spirala, 109–111

ekzosfera, 40

ekvatorialna konvergenčna cona, 179

električno polje, 211–213

Elijev ogenj, 218

emagram, 148

emisija, 271

emisivnost, 123

enačba

barometrična, 49, 89

Beerova, 125

Bernoullijeva, 166

Claussius-Clapeyronova, 137,
142, 148

energijska, 121, 139, 142, 167

gibalna, 78, 82

horizontalna, 83, 85

v naravnem koordinatnem
sistemu, 92

vertikalna, 83

kontinuitetna, 78, 82, 85

stanja, 81, 82, 85

Stefan-Boltzmannova, 123

termodinamska energijska, 81,
82, 85

energijska bilanca, 58, 130, 132

energijska enačba, 81, 82, 85, 121,
142, 167

energijski tok, 122

evaporacija, 136

F

fata morgana, 220

fen, 266

Ferellova celica, 179

fotokemične reakcije, 275

fronta

hladna, 189, 201, 205

nagib, 192

okludirana, 190, 205

topla, 189

G

Gaussova razporeditev polutantov,
279

geografski koordinatni sistem, 24

geostrofski veter, 93

geostrofsko prilagajanje, 94, 112

gibalna enačba, 78, 82

horizontalna, 83, 85

v naravnem koordinatnem
sistemu, 92

vertikalna, 83

glorija, 219

gostota

energijskega toka, 123, 126, 130

potek z višino, 35–38

gradient, 20–22

omejitev v anticiklonu, 98

gradientna sila, 74

gradientni veter, 94–99

glede na geostrofski, 99

gravitacijska voda, 168

H

Hadleyjeva celica, 179

hálo, 224

hidrostatično ravnotežje, 85, 87–90

higrometer, 53

hitrost

torna, 107

vetra, 51

horizontalna gibalna enačba, 83, 85

hurikan, 195

I

ICAO standardna atmosfera, 36
 imisijska koncentracija, 276
 individualna časovna sprememba,
 22–24
 individualni časovni odvod, 22
 individualni diferencial, 22
 individualni odvod, 118
 temperatura, 121
 inercialne oscilacije, 102
 inercialno gibanje, 101
 ionosfera, 40
 ivje
 mehko, 158
 trdo, 158
 izhlapevanje, 136, 168
 izoterme, 118

K

kaos, 267
 kapilarna voda, 169
 klima, 227–250
 astronomske spremembe, 248
 dolgovalovno sevanje, 231
 fizikalni dejavniki, 230
 globalne spremembe, 247
 in advekcija, 236
 in lastnosti tal, 236
 in oblika reliefa, 237
 in sončno obsevanje, 234
 in Zalivski tok, 238
 klasifikacija po Köpenu, 229
 lastnosti ozračja, 231
 monsunska, 240
 spremembe v bodočnosti, 248
 tipi, 237
 klima Slovenije, 241
 megla, 245
 padavine, 241

 slana in pozeba, 245
 temperatura, 241
 veter, 244
 kloža, 172
 koalescenca, 161, 162
 koeficient trenja, 104
 kondenzacija, 136, 151, 266
 kondenzacijski nivo
 prisilnega dviga, 149
 kondenzacijsko jedro, 151
 konstanta
 solarna, 124
 von Kármánova, 107
 kontinuitetna enačba, 78, 82, 85
 konvekcija, 118
 prosta, 113, 150
 termična, 150
 konvergenca, 29
 koordinatni sistem
 geografski, 24
 inercialni, 70
 lokalni kartezični, 24
 naravni, 25
 neinercialni, 71
 pritiskov, 25
 koordinatni sistemi, 24–27
 krogelna strela, 218

L

latentna toplota, 111
 ledenik, 175
 logaritemski profil vetra, 108
 lokalna časovna sprememba, 22–24
 lokalni časovni odvod, 22
 lokalni kartezični koordinatni sistem,
 24
 lokalni odvod, 118
 temperature, 120
 lokatorji za strele, 218

lom in odboj svetlobe, 220–226

M

magnetosfera, 40

mavrica, 220–224

megla, 156, 198

adveksijska, 157

frontalna, 158

kotlinska, 157, 159

pobočna, 158

podhlajena, 158

puhteča, 157

radiacijska, 156, 159

merilna mreža, 44

meteorološka vidnost, 219

meteorološki termini, 47

mezopavza, 40

mezosfera, 38, 40

Mievo sipanje, 219

modrina neba, 219

molska masa zraka, 35

monsun, 240

N

napoved vremena, 263

napovedljivost vremena, 267

naravni koordinatni sistem, 25

nenasičena adiabata, 140

nestacionarni veter, 111

nevihta, 65, 167, 201

nivo proste konvekcije, 150

numerična analiza, 259

numerična metoda, 262

numerična prognoza, 260, 267

numerični model, 258, 261

O

obalni veter, 105

oblačne kapljice, 152, 160, 161

oblačni ledeni kristali, 152, 160, 161

oblačnost, 61

oblak, 148, 151, 153, 265

fenski, 266

nizki, 153

srednji, 153

vertikalnega razvoja, 153, 155

visoki, 153

oblaki, 60, 61

odjuga, 173, 206

odvod

individualni, 118

lokalni, 118

ogljik ¹⁴C, 41

ogljikov dioksid, 124, 128, 129, 274

oko orkana, 196

ombrometer, 57

onesnaženost zraka, 271–282

globalna, 280

lokalna, 273

predpisi, 276

razširjanje, 277

vertikalna stabilnost in relief, 279

opazovanje meteoroloških pojavov, 60

orkan, 195

ozon, 124, 128

stratosferski, 281

P

padavine, 164, 166, 170, 206

količina, 56, 167

padavinske kapljice, 163

padec tlaka z višino, 88, 89

parameter

Coriolisov, 83

hrapavosti, 108

parni tlak, 53, 136

nasičeni, 53, 137, 160

pasati, 179

- Planckov zakon, 123
planetarna mejna plast, 106–111
plasti ozračja, 38
plini tople grede, 281
plinska enačba, 81, 82, 85
ploha, 64, 167, 200
pluviometer, 57
pobočni veter, 105
podtalnica, 169
pojavi
 makro, 177
 mezo, 177
 mikro, 178
 sinoptični, 177
poledica, 169
polje
 električno, 211
polutanti, 272, 273
 Gaussova razporeditev, 279
popolni diferencial, 20–22
pospešek
 centrifugalni, 27
 centripetalni, 69–71
 Coriolisov, 69–71
 težnostni, 73
postopna strela, 216
potencialna temperatura, 141
povprečna pot mešanja, 107
povprečna pot mešanja, 107
povratna strela, 216
požled, 165
prašni vrtinec, 101
prisilni dvig, 149
pritiskov koordinatni sistem, 25
prizemna turbulentna plast, 106
prognoza vremena, 254
prosta konvekcija, 113, 150
pršenje, 164
prvi zakon termodinamike, 81
psihrometer, 53–55
- ## R
- radar, 57, 264
radiometer, 58
radiosonda, 44, 46, 51, 148
Rayleighovo sipanje, 219
razdelitev naboja, 213–216
razmerje mešanosti, 53, 137
refleksivnost, 123
refrakcija
 astronomska, 220
 zemeljska, 220
reprezentativnost meritve, 46
Robinsonov križ, 51
rosa, 138
Rossbyjevi valovi, 181, 189
rotor hitrosti, 29–32
- ## S
- satelit
 geostacionarni, 66, 264
 polarno-orbitalni, 67
satelitska slika, 67
sestava zraka, 34–35
sevalna bilanca, 233
sevanje
 difuzno, 127
 direktno, 127
 in klima, 231
 infrardeče, 122
 infrardeče, 59, 66, 124, 127
 terestrično, 123, 127
 ultravijolično, 122
 ultravijolično, 59, 124
 vidno, 59, 122, 124
sij na rosi, 225
sila, 69
 centrifugalna, 73

centrifugalna (sistemska), 71–72
 Coriolisova (sistemska), 71–72
 gradienta tlaka, 74
 gravitacije, 73
 sinoptična metoda, 254
 sipanje
 Mievo, 219
 Rayleighovo, 219
 svetlobe, 218–219
 sistem enačb, 19–32, 78–85
 slana, 138
 sneg, 64, 164
 snegomer, 58
 sneženje, 208
 snežinke, 163, 170
 snežna odeja, 58, 169, 170
 snežni kristali, 170
 sodra, 64, 164
 solarna konstanta, 124
 sončno obsevanje, 58, 122, 123
 difuzno, 59
 direktno, 59
 specifična plinska konstanta za zrak,
 81
 specifična toplota, 82
 spekter sončnega sevanja, 58
 splošni zahodnik, 181
 spodnje zrcaljenje, 220
 srenjenje, 172
 sreženje, 174
 stabilnost atmosfere, 143
 standardna atmosfera, 36
 po ICAO, 36
 Stefan-Boltzmannov zakon, 123
 stratopavza, 39
 stratosfera, 38, 39
 stratosferski ozon, 281
 strela, 216–218
 direktna, 216

krogelna, 218
 lokatorji, 218
 postopna, 216
 povratna, 216
 vodilna, 216
 sublimacija, 136
 subsidenca, 186
 svetlost oblaka, 152
 Svetovna meteorološka organizacija,
 44

T

tajfun, 195
 taljenje, 136
 temperatura, 117
 dnevni potek, 120, 121
 potek z višino, 35–38
 potencialna, 141
 rosišča, 53, 138, 148
 virtualna, 141
 zraka, 47
 temperaturna inverzija, 147, 198
 dvignjena, 147
 subsidenčna, 147
 talna, 147
 temperaturni gradient, 117
 termograf, 48
 termometer
 bimetalni, 48
 termistorski, 48
 uporovni, 48
 živosrebrni, 48
 termosfera, 38, 40
 teža, 73
 težnostni pospešek, 73
 tipi klime – primeri, 237
 tlak
 parni, 53
 nasičeni, 53

- potek z višino, 35–38
 vodne pare, 53
 toča, 64, 164, 165
 tok
 energijski, 122
 vertikalni
 latentne toplote, 111
 zaznavne toplote, 111
 tokovnica, 27–28
 torna hitrost, 107
 tornado, 65, 100
 trajektorija, 25, 27–28
 transmisivnost, 123
 trenje, 75–78
 notranje, 77
 v planetarni mejni plasti, 106
 vpliv na veter pri tleh, 103
 zunanje, 76
 tropopavza, 39, 147
 troposfera, 33, 38
 tropski ciklon, 195
 turbulenca, 75
 turbulentna difuzivnost, 77
- U**
- učinek tople grede, 129
 učinek tople grede, 130
 uklon svetlobe, 221
 ukrivljanje svetlobnih žarkov, 220
 ukrivljenost, 25
 utekočinjanje, 136
- V**
- valovi
 zavetrni, 114
 večerna zarja, 219
 venec, 221
 vertikalna gibalna enačba, 83
 vertikalna gibanja, 112
 vertikalni tok
 latentne toplote, 111
 zaznavne toplote, 111
 veter
 antitriptični, 105
 ciklostrofski, 99
 geostrofski, 93
 gradientni, 94–99
 glede na geostrofski, 99
 logaritemski profil, 108
 nestacionarni, 111
 obalni, 105
 pobočni, 105
 preprosti tipi, 90–111
 striženje, 31
 vetrovno striženje, 31
 Vidiejeva doza, 49, 50
 vidnost, 62, 218
 meteorološka, 219
 vzdolž letališke steze, 219
 virtualna temperatura, 141
 višina
 izračunana iz tlaka, 89
 vlaga
 absolutna, 53, 137
 relativna, 53, 138
 specifična, 53, 137
 vodilna strela, 216
 vodna para, 128, 136
 vodnost oblakov, 55
 von Kármánova konstanta, 107
 vremenska napoved, 253
 vrtinčnost, 31, 32
 absolutna, 183
 kroženja, 32
 relativna, 181
 striženja, 32
 vzgon, 75, 84, 87, 112, 143, 150
 čisti, 112

W

Wienov zakon, 123

Z

zakon

Planckov, 123

Wienov, 123

zaledenitev, 165

zavetrni valovi, 114

zemeljska refrakcija, 220

zmrzovanje, 136

zračna masa, 184, 186

kontinentalna, 184

maritimna, 184

polarna, 185, 200

tropska, 184, 197

zračni pritisk, 48

zrnjenje, 172

Ž

živi sneg, 172

žveplov dioksid, 273