

Urednica  
Mr. BLAŽENKA VUK

Recenzenti  
Dr. NADEŽDA ŠINIK  
Dr. VESNA JURČEC

Lektorica  
MILKA TIČA

Korektor  
MILAN MARKOTIĆ

Grafički urednik  
ŽELJKO PRODANOVIĆ

Dr. Branko Gelo

# OPĆA I PROMETNA METEOROLOGIJA

I. dio

Odobreno tiskanje uzbenika kao sveučilišnog izdanja Sveučilišta u Rijeci pod brojem  
05-279/1-1994.

Nacionalna i sveučilišna biblioteka, Zagreb  
CIP – Katalogizacija u publikaciji

UDK 551.5

GELO, Branko

Opća i prometna meteorologija / Branko Gelo. –  
Zagreb : Školska knjiga, 1994. – sv. : 24 cm

ISBN 953-0-30848-5 (cijelina)

Dio 1. – 1994. – 214 str. : ilustr. ;  
Bibliografija: 205–206. – Kazalo.

940623103

ISBN 953-0-30848-5

Tisak: GRADSKA TISKARA, Osijek



Školska knjiga  
Zagreb, 1994.



Sadržaj

Predgovor	4
Jedinice i konstante	5
Simboli	8
<b>1. UVOD</b>	<b>14</b>
1.1. Povijesni razvitak meteorologije	14
1.2. Posebnosti meteoroloških istraživanja i podjela meteorologije	16
<b>2. POLOŽAJ ZEMLJE U SVEMIRU</b>	<b>19</b>
2.1. Sunce, Zemlja i Mjesec	19
2.2. Energijski izvori za Zemljinu površinu i atmosferu	21
2.3. Određivanje vremena i sumrak	23
<b>3. SASTAV I PODJELA ATMOSFERE</b>	<b>25</b>
3.1. Osnovno o atmosferi	25
3.2. Sastav zraka	25
3.3. Podjela atmosfere	29
3.3.1. Podjela atmosfere prema temperaturi	29
3.3.2. Podjela atmosfere prema električnoj vodljivosti	30
3.4. Međunarodna standardna atmosfera	33
<b>4. TOPLINSKA ENERGIJA ATMOSFERE</b>	<b>34</b>
4.1. Zračenje tijela	34
4.2. Sunčevo zračenje i atmosfera	38
4.3. Upijanje i raspršenje Sunčeva zračenja u atmosferi; albedo	39
4.4. Zračenje Zemljine površine i atmosfere	45
4.5. Toplinski obračun	46
<b>5. TEMPERATURA ZRAKA</b>	<b>51</b>
5.1. Toplina i temperatura	51
5.2. Osnovne zakonitosti idealnog plina	54
5.3. Plinska jednažba	55
5.4. Grijanje - hlađenje Zemljine površine i zraka	59
5.5. Dnevni i godišnji hod temperature zraka	67
5.6. Razdioba temperatura zraka na Zemljinoj površini	70
5.7. Promjena temperature zraka s visinom	72

METEOROLOŠKI ELEMENTI

6. ATMOSFERSKI TLAK		
6.1. Osnovno o tlaku	75	170
6.2. Hidrostatička jednadžba	75	170
6.3. Polje tlaka	76	170
6.4. Geopotencijal i izobarne plohe	78	175
6.5. Dnevni i godišnji hod atmosferskog tlaka	79	175
6.6. Razdioba atmosferskog tlaka na Zemljinoj površini	85	179
	88	
7. VLAGA ZRAKA	90	185
7.1. Hidrološki ciklus	90	
7.2. Isparavanje	91	
7.3. Veličine koje određuju vlagu zraka	94	
7.4. Dnevni i godišnji hod vlage zraka	97	
7.5. Razdioba vlage zraka na Zemljinoj površini	99	
7.6. Promjena vlage zraka s visinom	100	
8. ADIJABATSKI PROCESI	101	
8.1. I. zakon termodinamike	101	
8.2. Subadijabatški i mrokroadijabatški proces	103	
8.3. Stabilnost zraka u atmosferi	108	
9. ZRAČNA STRUJANJA	114	
9.1. Osnovno o zračnim strujanjima	114	
9.2. Osnovne sile koje djeluju na čest zraka	116	
9.3. Geostrofički vjetar	121	
9.4. Gradijentni vjetar	124	
9.5. Termalni vjetar	129	
9.6. Utjecaj trenja i orografije na vjetar	131	
- promjena vjetra s visinom		
10. OBLACI	139	
10.1. Ukapljivanje i depozicija u atmosferi	139	
10.2. Nastajanje oblaka	142	
10.3. Podjela oblaka	143	
10.4. Naoblaka i podnica oblaka	152	
10.5. Dnevni i godišnji hod naoblake i podnice oblaka	153	
10.6. Razdioba naoblake na Zemljinoj površini	156	
11. OBORINE	158	
11.1. Postanak oborina	158	
11.2. Vrste oborina	161	
11.3. Količina oborina i njezin dnevni i godišnji hod	163	
11.4. Razdioba oborina na Zemljinoj površini	166	
12. MAGLA I VIDLJIVOST		
12.1. Osnovno o magli		
12.2. Postanak i vrste magle		
12.3. Utjecaj snijega na maglu		
12.4. Čestine i razdioba magle te njezin dnevni i godišnji hod		
12.5. Vidljivost		
13. METEORI		
14. UMJETNO DJELOVANJE NA VRIJEME		
Prilozi - slike oblaka		
Literatura		
Kazalo		

### JEDINICE I KONSTANTE

#### Osnovne jedinice Međunarodnog sustava (SI)

metar	m	duljina
kilogram	kg	masa
sekunda	s	vrijeme
amper	A	jakost električne struje
Kelvin	K	temperatura
mol	mol	količina tvari
kandela	cd	svjetlosna jakost

#### Predneci za tvorbu decimalnih jedinica

giga	G	10 <sup>9</sup>
mega	M	10 <sup>6</sup>
kilo	k	10 <sup>3</sup>
hecto	h	10 <sup>2</sup>
deka	da	10
deci	d	10 <sup>-1</sup>
centi	c	10 <sup>-2</sup>
milli	m	10 <sup>-3</sup>
mikro	μ	10 <sup>-6</sup>
nano	n	10 <sup>-9</sup>

#### Imenovane izvedene SI - jedinice

džul	J	N m	rad, energija, količina topline
herc	Hz	s <sup>-1</sup>	frekvencija
lumen	lm	cd sr	svjetlosni tok
luks	lx	lm m <sup>-2</sup>	osvjetljenje
njuton	N	kg m s <sup>-2</sup>	sila
paskal	Pa	N m <sup>-2</sup>	tlak
radijan	rad		kut
steradian	sr		ugao
vat	W	J/s	snaga

### Predgovor

Ova knjiga namijenjena je studentima i ostalim zainteresiranim osobama koje trebaju osnovna znanja iz meteorologije. Uz upoznavanje s općom meteorologijom, obradena su pojedina poglavlja iz primijenjene meteorologije, poglavito iz prometne meteorologije.

Knjiga je podijeljena na dva dijela. Prvi dio upoznaće čitatelje s općom meteorologijom, gdje se uz pristupne spoznaje povijesni razvitak i posebnosti meteorologije, položaj Zemlje u svenitru i energijske izvore za Zemljinu površinu i atmosferu, sastav i podjela atmosfere, obraduju meteorološki elementi: temperatura, tlak i vlaga zraka, adijabatski procesi, zračna strujanja, oblaci, oborine, magla i vidljivost, meteori te umjetno djelovanje na vrijeme. U drugom dijelu obraduje se vremenska analiza i prognoza uz detaljnu primjenu meteorologije u prometu.

Kako je općenito broj mogućih čitatelja u našoj domovini dosta ograničen, to se nastojalo obuhvatiti gradivo zrakoplovne i pomorske meteorologije te meteorologije kopnenog prometa. To je stanoviti nedostatak jer bi, očito, bilo povoljnije za svaku pojedinu skupinu pisati posebnu knjigu, no to bi zahtijevalo i više novaca. No može se pretpostaviti da će barem veći dio čitatelja proučiti i poglavlja koja ih neposredno ne zanimaju.

Razina pisanja knjige odgovara višoj stručnoj spremi, primjenjuju se temeljne spoznaje iz više matematike i fizike. Oni koji ne posjeduju odgovarajuća matematička znanja također mogu uspješno pratiti ovo gradivo izostavljajući pojedine matematičke izraze. S druge strane, i studenti kojima je meteorologija struka mogu naći pojedina njima zanimljiva poglavlja i primjenjivati ih u svom radu.

U knjizi se primjenjuje službeno stručno meteorološko nazivlje kao rezultat dosadašnjeg rada Komisije za prihvaćanje meteorološkog nazivlja. To se odnosi na službene stručne nazive, a ponašto kao nadopuna rabi se i dopušteno nazivlje. Za pojedine važnije pojmove dani su izrazi na engleskom i njemačkom jeziku.

Zahvaljujem recenzentima dr. N. Šinik i dr. V. Jurčec na primjedbama i sugestijama danim prilikom čitanja rukopisa, kako bi knjiga bila što bolja i pristupačnija čitateljima. Ujedno zahvaljujem i Pomorskom fakultetu u Rijeci, kao nakladniku, koji je omogućio tiskanje knjige.

Iznimno dopuštene jedinice izvan SI

morska milja	Nm	1852 m	duljina
litra	L, l	dm <sup>3</sup>	obujam
bar	bar, b	10 <sup>5</sup> Pa	tlak
stupanj (kutni)	o	$\pi$ rad/180	kut
minuta (kutna)	'	$\pi$ rad/10 800	kut
sekunda (kutna)	"	$\pi$ rad/648 000	kut
tona	t	10 <sup>3</sup> kg	masa
minuta	min	60 s	vrijeme
sat	h	3600 s	vrijeme
dan		86 400 s	vrijeme
čvor	kt	Nm/h, 0.514 m/s	brzina
elektronvolt	eV	1.60219·10 <sup>-19</sup> J	energija
Celsiusov stupanj	oC	oC = K	temperatura

mikron	$\mu$	1 $\mu$ m	duljina
palac (inch)	in	25.4 mm	duljina
stopa (foot)	ft	0.3048 m	duljina
funta	lb	0.453 592 37 kg	masa
din	dyn	10 <sup>-5</sup> N	sila
atmosfera	atm	101 325 Pa	tlak
standardna (fizikalna) atmosfera		101 325 Pa	tlak
milimetar Hg	mm Hg	133.322 368 Pa	tlak
inch Hg	in Hg	3386.388 158 Pa	tlak
erg	erg	10 <sup>-7</sup> J	rad i energija
kalorija	cal	4.1868 J	količina topline
konjska snaga	KS	735.498 W	snaga

Stare jedinice (zabranjene od 1.1.1981)

c	brzina svjetlosti (2.997 925·10 <sup>8</sup> m/s)
C <sub>ps</sub>	specifična toplina suhog zraka uz stalni tlak (1005 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
C <sub>vs</sub>	uz stalni obujam (718 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
C <sub>pv</sub>	specifična toplina vodene pare uz stalni tlak (1850 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
C <sub>vv</sub>	uz stalni obujam (1390 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
g <sub>φ,0</sub>	sila teža na 45° zemljopisne širine (9.80665 m s <sup>-2</sup> )
h	Planckova konstanta (6.626·10 <sup>-34</sup> J s)
k	Kármánova konstanta (≈ 0.40)
k <sub>z</sub>	konstanta zasićenja (≈ 0.5·10 <sup>-6</sup> mm)
k <sub>B</sub>	Boltzmannova konstanta (1.3806·10 <sup>-23</sup> J/K)
N <sub>A</sub>	Avogadrov broj (1 mol = 6.02252·10 <sup>23</sup> čestica)
R	polumjer Zemlje (na ekvatoru 6.37816·10 <sup>6</sup> m, na polu 6.35692·10 <sup>6</sup> m)
R <sub>s</sub>	plinska konstanta za suhi zrak (287.05 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
R <sub>o</sub>	opća plinska konstanta (8.31432 J K <sup>-1</sup> mol <sup>-1</sup> )
R <sub>v</sub>	plinska konstanta za vodenu paru (461.51 J K <sup>-1</sup> kg <sup>-1</sup> )
S <sub>0</sub>	Sunčeva (solarna) konstanta (1.370 kJ m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> )
α <sub>m</sub>	molni obujam (22.4136·10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> /mol)
δ	suhoadijabatski gradijent temperature - suhoadijabatska stopa (0.00976 K/m; 1oC/100 m)
ε <sub>d</sub>	prag kontrastne osjetljivosti oka (0.02)
ε <sub>n</sub>	prag svjetlosne osjetljivosti oka (2·10 <sup>-7</sup> lx)
σ	Stefan-Boltzmannova konstanta (5.670·10 <sup>-8</sup> W m <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> )
π	3.141592654
ψ	kubni koeficijent širenja plina (1/273.15)
κ	= R/c <sub>p</sub> = 0.286
η	koeficijent dinamičke molekulske viskoznosti zraka (1.717·10 <sup>-5</sup> N s m <sup>-2</sup> pri 0 oC)
ω	kutna brzina Zemlje (7.292·10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup> )

prosječna udaljenost Sunce - Zemlja (1.496·10<sup>11</sup> m)  
 zvezdani dan (23 h 56 min 4.09 s)  
 molekulska težina zraka (28.9645)  
 molekulska težina vodene pare (18.016)

## SIMBOLI

a	apsolutna vlažnost
	procesi asimilacije biljaka
	ubrzanje (akceleracija)
ac	vodoravna (horizontalna) komponenta Coriolisovog ubrzanja
acv	uspravna (vertikalna) komponenta Coriolisovog ubrzanja
a $\lambda$	koeficijent upijanja (apsorpcije) za valnu duljinu $\lambda$
a, b	konstante podloge (voda ili led)
c	brzina svjetlosti
	specifična toplotina
cp	specifična toplotina pri statnom tlaku
cv	specifična toplotina pri statnom obujmu
d	dubina mora
	os doline niskog tlaka
ds	srednja dubina mora [m] u polumjeru 150 km
din dm	dinamički decimeter
din m	dinamički metar
dq	jedinična toplotina
dr	element strujnice
dE/dT	promjena ravnotežnog tlaka vodene pare za jediničnu
	promjenu temperature
d $\Phi$	entropija
e	osnovica prirodnog logaritma
	tlak vodene pare
f	Coriolisov parametar
f( $\lambda$ )	funkcija raspršenja u kojoj je $\chi = (2 \pi r) / \lambda$
g	os grebena visokog tlaka
	sila teža
gn	gravitacijska sila
gpm	geopotencijalni metar
g $\rho_0$	ubrzanje sile teže na srednjoj morskoj razini (0 m) za
	zemljopisnu širinu $\phi$
h	debljina atmosfere
	Planckova konstanta
	visina kondenzacijske razine
h $\Phi$	dinamička visina
k	Kármánova konstanta
k	koeficijent raspršenja (sitnije čestice od valne duljine)
ka1	koeficijent raspršenja (krupnije čestice od valne duljine)
kd2	koeficijent propuštanja (transmisije)
kt	koeficijent propuštanja (transmisije)
kz	konstanta zasićenja
kg	Boltzmannova konstanta
k $\lambda$	slabljenje svjetlosti u atmosferi

l	duljina miješanja
	duljina puta zračenja (radijacije)
	svojsvena veličina strujanja (duljina)
m	indeks loma (refrakcije) sredine
	masa tijela
	omjer miješanja
	maksimalni omjer miješanja
m <sup>max</sup>	broj molova
n	os koordinatnog sustava
p	tlak plina (zraka)
p	tlak na kondenzacijskoj razini
pk	tlak suhog zraka
ps	tlak plina pri 0 °C
p0	tlak na početnoj visini z0
	= 1000 hPa
p'	tlak okolne atmosfere
q	specifična vlažnost
q <sup>max</sup>	maksimalna specifična vlažnost
r	polumjer čestice (pri raspršenju)
	polumjer kapljice
r $\lambda$	polumjer zakrivljenosti izobare
r $\lambda$ d	koeficijent odbijanja (refleksije) za valnu duljinu $\lambda$
	koeficijent raspršenog odbijanja (difuzne refleksije) za
	valnu duljinu $\lambda$
r $\lambda$ r	koeficijent usmjerenog odbijanja (refleksije) za valnu duljinu $\lambda$
s	os koordinatnog sustava
t	sedlo
t	temperatura (°C)
t $\lambda$	vrijeme vodenja topline
u	koeficijent propuštanja (transmisije) za valnu duljinu $\lambda$
	komponenta vjetra u smjeru x-osi
	relativna vlažnost
ug	komponenta geostrofičkog vjetra u smjeru x-osi
ut	komponenta termalnog vjetra u smjeru x-osi
u'	poremećaj strujanja u smjeru x-osi
u*	brzina trenja
v	komponenta vjetra u smjeru y-osi
vg	komponenta geostrofičkog vjetra u smjeru y-osi
vt	komponenta termalnog vjetra u smjeru y-osi
w	komponenta vjetra u smjeru osi z
w'	poremećaj strujanja u smjeru z-osi
x	os koordinatnog sustava
y	os koordinatnog sustava
z	nadmorska visina
z <sub>s</sub>	os koordinatnog sustava
z0	srednja nadmorska visina [m] kopna u polumjeru 150 km
A	parametar hrapavosti podloge
	početna visina
	parametar turbulencnosti

$\rho$	središte visokog tlaka	N	broj molekula u jedinici obujma
$\rho_k$	albedo dugovalnog zračenja	$N_A$	središte niskog tlaka
$\rho_{\lambda}$	albedo kratkovalnog (Sunčeva) zračenja	P	Avogadrov broj
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	apsolutna topografija	Q	zagrijavanje podloge
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	apsolutna topografija plohe p	$Q_+$	obračun (bilanca) zračenja
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	središte niskog tlaka	$Q_-$	količina topline
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	centrifugalna sila	R	vođenje topline
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	Coriolisova sila	$R_{sT}$	obračun (bilanca) zračenja za dan
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	raspršeno (difuzno) Sunčevo zračenje na Zemljinoj površini	$R_v$	obračun (bilanca) zračenja za noć
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	isparavanje vode	RA	plinska konstanta
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	izračena (emitirana) energija	RE	plinska konstanta za suhi zrak
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	ravnotežni (maksimalni) tlak vodene pare	RZ	rezultantna sila uz površinsko trenje
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	(iznad ravne površine)	RT	rezultantna sila uz ukupno trenje
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	upijena (apsorbirana) energija	$RT_{p_1}$	plinska konstanta za vodu paru
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	odbijena (reflektirana) energija	S	atmosfersko protuzračenje
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	ravnotežni (maksimalni) tlak vodene pare iznad kapljice	$S_0$	efektivno zračenje
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	polupjera r	T	Zemljino zračenje
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	propuštena (transmitirana) energija	$T_d$	relativna topografija
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	propuštena (transmitirana) energija za valnu duljinu $\lambda$	$T_k$	relativna topografija ploha $p_1$ iznad p
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	ukupna energija za temperaturu T	$T_m$	izravno Sunčevo zračenje na Zemljinoj površini
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	ravnotežni tlak vodene pare pri 0 °C	$T_{rot}$	Sunčeva (solarna) konstanta
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	izračena (upadna) energija valne duljine $\lambda$	$T_s$	središte niskog tlaka
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	energija valne duljine $\lambda$ za temperaturu T	$T_u$	temperatura (K)
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	sila	$T_v$	težina tijela
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	centrifugalna sila Zemlje	$T_{vm}$	ukupno trenje (površinsko i unutarnje)
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	grijentna sila (sila gradijenta tlaka zraka)	$T_E$	rosište
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	ukupno (globalno) zračenje	$T_0$	srednja temperatura zraka
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	geopotencijalna visina u gpm	$T'$	vrijeme vrtnje (rotacije)
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	središte visokog tlaka	U	sila površinskog trenja
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	jakost (intenzitet) Sunčeva zračenja	V	virtuelna temperatura
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	jakost (intenzitet) izvora svjetla	V	virtuelna temperatura, srednja
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	jakost (intenzitet) Sunčeva zračenja na vodoravnoj površini	$V_d$	ekvivalentna temperatura
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	izlazak Sunca	$V^g$	temperatura na visini $z_0$
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	jakost (intenzitet) zračenja valne duljine $\lambda$ na gornjoj granici atmosfere	$V^{gr}$	mokra temperatura
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	jakost (intenzitet) zračenja valne duljine $\lambda$ (nakon prolaza kroz atmosferu)	$V^{grmax}$	temperatura okolne atmosfere
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	koefficient ukupnog trenja (površinsko, unutarnje)		sila uzgona
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	koefficient površinskog trenja		vjetar
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	koefficient turbulentnosti		središte visokog tlaka
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	konstanta uz termalni vjetar		meteorološka vidljivost danju
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	latentna toplina		geostrofički vjetar
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	središte niskog tlaka		brzina gradijentnog vjetra
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	latentna toplina za isparavanje s leda		najveća brzina gradijentnog vjetra anticiklone
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	latentna toplina za isparavanje s vode		
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	molna masa		
$\rho_{\lambda}^{\parallel}$	optička masa atmosfere		
$\rho_{\lambda}^{\perp}$	optička masa atmosfere za zenitnu udaljenost 0		



$V_{grA}$	gradijentni vjetar u anticikloni
$V_{grC}$	gradijentni vjetar u cikloni
$V_n$	meteorološka vidljivost noću
$V_o$	vrh oblaka
$V_s$	prizemni vjetar uz trenje
$V_{st}$	vjetar kao posljedica površinskog i unutarnjeg trenja
$V_T$	temalni vjetar
$Z$	zagrijavanje zraka
$ZS$	zalazak Sunca
$\alpha$	obujam (volumen) plina (tijela)
$\alpha_m$	molni obujam (volumen)
$\alpha_s$	obujam (volumen) suhog zraka
	specifični obujam (volumen)
	obujam (volumen) vodene pare
$\alpha_v$	obujam (volumen) plina (tijela) pri 0 °C
$\beta$	kut između površinskog i unutarnjeg trenja
$\gamma$	atmosferski uspravni (vertikalni) temperaturni gradient
$\delta$	subadijabski gradient temperature - subadijabska stopa
$\delta^*$	mokroadijabski gradient - mokroadijabska stopa
$\vartheta$	zenitna udaljenost Sunca
$\epsilon$	faktor razmjernosti sivog tijela ( $\epsilon < 1$ )
$\epsilon_d$	prag kontrastne osjetljivosti oka
$\epsilon_n$	prag svjetlosne osjetljivosti oka
$\sigma$	Stefan-Boltzmannova konstanta
$\lambda$	valna duljina
$\lambda_{max}$	valna duljina najveće energije zračenja
$\xi$	kubni koeficijent širenja tijela
$\psi$	kubni koeficijent širenja plina
	kut između geostrofičkog i stvarnog vjetra
$\rho$	gustoća zraka - plina
$\rho_s$	gustoća suhog zraka
$\rho_v$	gustoća vodene pare
$\rho'$	gustoća okolne atmosfere
$\zeta$	koeficijent toplinske vodljivosti
	vrtiložnost
$\varphi$	zemljopisna širina
$x$	= $R/c_p = 0.286$
$\eta$	koeficijent dinamičke molekulske viskoznosti
$\nu$	koeficijent kinematičke viskoznosti
$\tau$	napon smicanja
$\tau_a(h)$	optička debljina atmosfere - optička masa za valnu duljinu $\lambda$
$\omega$	kutna brzina Zemlje

$\Delta z$	uspravni pomak
$\Delta M$	masa
$\Delta Q$	dovodenje topline
$\Delta S$	površina
$\Delta U$	unutarnja energija
$\Delta W$	rad
$\Delta \Phi$	potencijal
$\Phi$	geopotencijal
$\Theta$	kut između sile teže i smjera gibanja
$\Theta_E$	potencijalna temperatura
$\Theta_w$	potencijalna ekvivalentna temperatura
$\Omega$	potencijalna mokra temperatura
	vektor Zemljine vrtnje

$\Delta l$  djelić duljine  
 $\Delta n$  djelić n-osi  
 $\Delta p$  promjena tlaka  
 $\Delta r$  djelić puta  
 $\Delta t$  djelić vremena  
 $\Delta v$  promjena (djelić) obujma (volumena)

## 1. UVOD

Meteorologija (vremenoslovlje) je znanost koja proučava vremenske pojave oko nas, a sastavni je dio geofizičkih znanosti, tj. onih znanosti koje se bave proučavanjem fizičkih pojava i procesa koji se odvijaju na Zemlji.

Promatra li se Zemlja u cjelini, uočava se da se njezina tvar pojavljuje u tri agregatna stanja. Jezgra, uz pripomenu da nije potpuno poznato kakvo je agregatno stanje tvari u središnjim dijelovima Zemlje, tj. u njezinoj jezgri, omeđena je krutim omotačem debelim nekoliko desetaka kilometara - litosferom. U udubinama litosfere je tekući dio - hidrosfera, tj. oceani i mora koji pokrivaju oko 70% čitave Zemljine površine. Iznad litosfere i hidrosfere proteže se plinoviti omotač Zemlje - atmosfera. Prema tome, meteorologija je znanost koja se bavi istraživanjima atmosfere i tumačenjima svih vremenskih pojava i procesa koji se zbivaju u njoj, te se zove i nauka o vremenu. Kako su fizički zakoni osnova tih tumačenja, drži se i fizikom atmosfere, uz važnost i kemije i matematike.

Naziv meteorologija složenica je grčkih riječi  $\mu\epsilon\tau\epsilon\omega\rho\omicron\varsigma$  (ono što je gore) i  $\lambda\omicron\gamma\omicron\varsigma$  (razgovor). Glavni problemi kojima se bavi meteorologija jesu ispitivanje sastava i podjele atmosfere, pretvaranja različitih oblika energije u atmosferi nastalih prije svega Sunčevim zračenjem, toplinski odnosi i vodena para u atmosferi, opće atmosfersko kruženje i problemi uz gibanja zraka, problemi vremenske prognoze, primjene u svakodnevnom životu, umjetno djelovanje na vrijeme i drugo.

Fizičko stanje atmosfere, u nekom trenutku vremena nad nekim mjestom, određeno je količinski meteorološkim elementima. Skup svih vrijednosti meteoroloških elemenata izmjerenih i opaženih u nekom trenutku ili razdoblju na nekom mjestu jest vrijeme. Postoji više vrsta meteoroloških elemenata: oni koji u prvom redu ovise o djelovanju Sunca (Sunčevo zračenje, temperatura zraka), koji određuju stanja i promjene mehaničke prirode (tlak i gustoća zraka, vjetar), koji su u svezi s vodenom parom (vlaga zraka, oblaci). Nadalje, tu su i Zemljino zračenje i vidljivost. Atmosferske pojave ili meteori su hidrometeori (proizvodi vodene pare u tekućem ili krutom stanju koji lebde u atmosferi, padaju ili su na Zemljinoj površini), litometeori (krute čestice u atmosferi), fotometeori (svijetlosne pojave u atmosferi) i elektrometeori (električne pojave u atmosferi).

### 1.1. Povijesni razvitak meteorologije

Mnogi drže meteorologiju vrlo mladom znanostu. Međutim, njezin razvoj obuhvaća veoma dugo razdoblje povijesti čovječanstva, pa se

može reći da zanimanje za vrijeme postoji otkada i čovječanstvo, jer vremenske nepogode uzrokuju strah i poštovanje, tj. postoji tjesna sveza između vremena i ljudskog života. Stoga je čovjek od najranijih vremena pratio, usmeno prenosio, a poslije i bilježio svoja opažanja o vremenskim pojavama. Narodni starog vijeka (Kina, Indija, Egipat, Grčka) raspravljali su o vremenskim zbivanjima, prije svega o vjetrovima i oborinama, te su pokušavali dati njihova tumačenja. Prvu knjigu s opisom atmosferskih pojava i prve prave pokušaje njihova tumačenja dao je Aristotel (4. stoljeće pr. Kr.) pod nazivom METEOROLOGICA. Meteorologija je obuhvatila sve pojave o kojima se tada znalo (oborine, vjetrovi, munje i gromovi i dr.) koje su se zbivale na Zemljinoj površini i u njezinoj atmosferi. Idućih se stoljeća meteorologija nije razvijala ili se slabo razvijala. Iz tih vremena jedino u ljetopisima (posebice crkvenim) postoje zabilježbe o vremenskim pojavama i nepogodama.

Znanstveni razvitak meteorologije počinje tek polovicom 17. stoljeća uz primjenu prvih instrumenata za mjerenje meteoroloških elemenata. Ti instrumenti omogućili su da se zbivanja u atmosferi i promjene njezinih fizičkih osobina počinju sustavno pratiti i bilježiti, i to ne više na temelju samo vizualnih opažanja, već i izravnim mjerenjima. Galilei je nositelj ideje konstruiranja instrumenata za mjerenje temperature zraka i oborina, a Torricelli za mjerenje tlaka zraka. Golemi prilog usavršavanju načina i metoda istraživanja atmosfere i njezinih pojava te znanstvenih tumačenja dali su Leonardo da Vinci, Descartes, Pascal, Huygens, Newton, Leibniz, Halley, Euler, D'Alembert i još mnogi drugi.

Snažan razvitak meteorologija doživljava u 19. stoljeću. U mnogim mjestima već se obavljaju sustavna meteorološka opažanja i mjerenja. U krimskom ratu (1854) na Crnom moru nevjernice uništava francusku i britansku flotu, a Le Verrier dokazuje da se organiziranim meteorološkom službom to nevjernice moglo predviđjeti. Organizira se mreža meteoroloških postaja i meteoroloških putovanja, iz kojih se dobivaju vremenske prilike na pojedinim dijelovima Zemljine površine. Tome su značajan doprinos dali Humboldt, Weiprecht, Hann, Köppen i drugi. S razvitkom matematike, fizike te meteoroloških opažanja i mjerenja teorijski su objašnjene mnoge atmosferske pojave, čime su stvoreni pouzdani znanstveni temelji na kojima je počeo razvitak moderne meteorologije u 20. stoljeću, osobito u posljednjih nekoliko desetaka godina. Utemeljili su je Helmholtz, Kelvin, Margules, Bjerknes, Bergeron, Richardson, Rossby i mnogi drugi.

Usporedo s razvitkom meteorologije razvijale su se i spoznaje o mogućnostima praktične primjene njezinih dostignuća u svakodnevnom životu i radu ljudi. To je potaknulo organiziranje prvih meteoroloških službi, a također i razvilo spoznaju o potrebi međunarodne suradnje na ovom polju. Spoznalo se da zbivanja u atmosferi ne poznaju granice zemalja, a prelaze i granice kontinenata i oceana.

Međunarodna povezanost u meteorološkoj djelatnosti utemeljena je na I. međunarodnom kongresu meteorologa u Beču 1873. godine, gdje je osnovana Međunarodna meteorološka organizacija (International Meteorological Organization - IMO). Ta organizacija se od 1951. godine preobrazila u Svjetsku meteorološku organizaciju (World Meteorological

Organization - WMO), posebnu agenciju Ujedinjenih naroda. S 1. rujnom 1993. WMO obuhvaća 167 država i 5 teritorija članica, uključujući i Hrvatsku. Zadaća je WMO-a sudjelovati u organiziranju mreže meteoroloških postaja na kojima će se mjeriti i opažati meteorološki elementi i pojave na jedinstven način, sudjelovati u organiziranju sustava brze razmjene meteoroloških izvješća, organizirati znanstvena istraživanja širih razmjera (međunarodna polarna godina 1882/3. i 1932/3, međunarodna geofizička godina 1957/8, svjetski program atmosfernih istraživanja - GARP s početkom 1972, klimatski program - CLICOM) te potpomagati primjenu meteorologije u svim ljudskim djelatnostima.

Tabl. 11. Popis važnijih prirodnih procesa na Zemlji s obzirom na smrtnost (1947-1980)

Vrsta nepogode	Broj mrtvih	U postocima
1. cikloni	499 000	41,2
2. potresi	450 000	37,1
3. poplave	194 000	16,0
4. oluje i tornada	29 000	2,4
5. snježne oluje	10 000	0,8
6. vulkani	9 000	0,7
7. vrućine	7 000	0,6
8. lavine	5 000	0,4
9. klizišta tla	5 000	0,4
10. valovi (tsunami)	5 000	0,4
<b>Ukupno</b>	<b>1 213 000</b>	<b>100,0</b>

Vrlo je teško preciznije tumaćiti djelovanja i važnost vremenskih zbivanja za život na Zemlji. U raznim vremenskim procesima razmjenjuju se goleme količine energije. Te goleme količine energija šire se u raznim smjerovima i na mnogim mjestima mogu učiniti velike štete i našalost, ljudske žrtve. Stoga što bolje poznavanje prirode ovih vremenskih procesa i poduzimanje odgovarajućih zaštitnih mjera omogućuje smanjenje neželjenih posljedica. Da se sazna važnost ovih vremenskih nepogoda, u tablici 1.1. prikazani su značajniji prirodni procesi na Zemlji te broj smrtnih slučajeva u svijetu, u razdoblju od 1947. do 1980. nastali od prirodnih poremećaja. Vidljivo je da su od deset nepogoda sedam vremenskog podrijetla.

## 1.2. Posebnosti meteoroloških istraživanja i podjela meteorologije

Metode ispitivanja u meteorologiji temelje se na mjerjenjima i opažanjima, te se nešto razlikuju od ostalih grana fizike, u kojima se eksperimentira. Laboratorij je za meteorologa (vremenoslavca) atmosfera i u

njemu on ne može sve procese kontrolirati, nego ih može samo promatrati, pa tek onda donosi pojedine sudove i zaključke. Općenito, meteorolog ne može utjecati na tijek tih pojava, tj. događaji u atmosferi ne mogu se ni izazivati ni zaustaviti ako oni već postoje. Ipak, dugotrajnim promatranjima i spoznajama koje uočava čovjek sve više može kontrolirati pojedine procese koji se zbivaju u atmosferi. Tako za sada ne može neki proces zaustaviti ili pokrenuti, nego samo u nekim slučajevima, može pojedini započeti proces usmjeriti drugim putem. Najznačajniji eksperimenti usmjereni djelovanju na vremenske procese, odnose se na stvaranje oborina, stvaranje i raspršenje magle, sprečavanje padanja tuče i pojave niskih temperatura opasnih za smrzavanje bilja.

Razvitak meteorologije prouzročio je njezinu podjelu. U posljednje vrijeme nastale su pojedine velike i samostalne grane koje se međusobno razlikuju prema predmetima proučavanja, metodama istraživanja i primjeni. Ipak, fakta podjela nikako ne znači da se te grane meteorologije razvijaju neovisno jedna o drugoj. Sve one imaju mnogo zajedničkoga i međusobno se pomažu i dopunjuju.

Opća meteorologija bavi se proučavanjem svih meteoroloških elemenata i pojava, te osnovnih procesa u glavnim crtama, uključujući metode meteoroloških motrenja i meteorološke instrumente.

Dinamička meteorologija proučava dinamiku atmosfere. Procese u atmosferi objašnjava zakonima fizike pomoću matematike koji se pretežno temelje na zakonima mehanike, hidrodinamike i termodinamike. U mehanici proučava djelovanje sile i atmosferska gibanja, a termodinamički procesi u atmosferi ističu važnost toplinske energije.

Sinoptička meteorologija proučava vremenske prilike iznad velikih zemljopisnih područja, primjenjujući zemljopisne karte, na kojima su meteorološka motrenja ucrtana za primjenu u vremenskoj analizi i prognozi, za jedno mjesto ili područje, za kraće ili dulje razdoblje.

Klimatologija proučava srednje fizičko stanje atmosfere s njezinim statističkim promjenama u prostoru i vremenu, kao održavanje vremena u višegodišnjem razdoblju. U novije vrijeme uz statističke metode primjenjuju se i dinamičke metode.

Aerologija proučava slobodnu atmosferu i njezino uspravno protezanje do većih visina, približno do 40 km.

Aeronomija proučava gornju atmosferu u odnosu prema sastavu, svojstvima i relativnim gibanjima te zračenjima primjenjenih iz svemira.

Mikrometeorologija proučava meteorološke uvjete malih razmjera, općenito sadrži detaljnije mjerenje blizu Zemljine površine u kratkom razdoblju i iznad malog područja.

Fizička meteorologija proučava fizikalna svojstva i procese atmosfere kao sastav zraka i oblaka, zračenja, akustiku, optiku i elektricitet atmosfere.

Prema područjima praktične primjene rezultata meteoroloških istraživanja postoji više meteoroloških disciplina:

Zrakoplovna meteorologija opskrbljuje obavještenjima o vremenu službe zračne plovidbe, za potrebe zračnog prometa i zrakoplovne tehnike.

Pomorska meteorologija (uključujući meteorologiju unutarnjih voda - riječna) opskrbljuje obavještenjima o vremenu službe raznih pomorskih djelatnosti za potrebe pomorskog prometa (unutarnja plovidba - riječna). Meteorologija kopnenog prometa opskrbljuje obavještenjima o vremenu službe kopnenog prometa (ceste, željeznice, unutarnji promet).

Tehnička meteorologija opskrbljuje obavještenjima o vremenu službe raznih tehničkih grana, za praktičnu primjenu meteorologije, u telekomunikacijskom prometu, elektroprivredi, urbanizmu, građevinarstvu (brane, cjevovodi, žičare), turizmu i drugom.

Agrometeorologija proučava međudjelovanje meteoroloških i hidroloških čimbenika i poljoprivrede u najširem smislu, uključujući vrtlarstvo, domaće životinje i šume.

Biometeorologija proučava utjecaje vremenskih procesa na žive organizme.

Humana meteorologija proučava utjecaje vremena na život i zdravlje ljudi.

Ekološka meteorologija dio je biometeorologije koja proučava odnos između živih organizama i njihova klimatskog okruženja. Tu je uključena fiziološka prilagodba biljaka i životinja na klimati i zemljopisnu razdiobu biljaka i životinja u odnosu prema klimatu.

#### Dopunska literatura

- Berth, W., W. Keller i U. Scharnow, 1979: *Wetterkunde*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 404.
- 1992: *International Meteorological Vocabulary*. WMO, No. 182, Geneva, 784.

## 2. POLOŽAJ ZEMLJE U SVEMIRU

### 2.1. Sunce, Zemlja i Mjesec

Sunce je zvijezda sustava, kojemu pripada naš planet Zemlja i glavni je izvor energije i života u njemu. Sunce je kuglastog oblika, ima polumjer 6.96·10<sup>8</sup> m (109 polumjera Zemlje), obujam 1.412·10<sup>27</sup> m<sup>3</sup> (1.3·10<sup>6</sup> obujma Zemlje), masu 1.991·10<sup>30</sup> kg (3.33·10<sup>5</sup> masa Zemlje) i srednju gustoću 1.41·10<sup>3</sup> kg m<sup>-3</sup> (1/4 gustoće Zemlje). Zbog velike mase i sile gravitacije vrlo je velika i na površini je 2.74·10<sup>2</sup> m s<sup>-2</sup> (28 gravitacija Zemlje).

Sunce se sastoji od vrlo zgusnutih plinova visokih temperatura. Temperatura površine koleba između 4500 i 7300 K, te se uzima da je 5785 K srednja efektivna temperatura površine. U unutrašnjosti Sunca su temperature vrlo visoke, procjenjuje se na 15·10<sup>6</sup> K. Sunce se vrti oko svoje osi, no kutna brzina nije jednaka u svim područjima. Na ekvatoru je 25 zemaljskih dana, na širinama 450 je 29, a na polovima je 31 zemaljski dan.

Sunce je nama najbliža zvijezda i jedina kojoj opažamo kružnu površinu, Sunčev disk. Istraživanja su pokazala da je ustroj Sunčeve atmosfere slojevit. Razlikuje se fotosfera, kromosfera i korona.

Fotosfera je svijetli površinski sloj i neposredan izvor svjetlosti, jer je glavni izvor kratkovalnog, vidljivog zračenja. Debljina fotosfere iznosi 300 do 500 km. Sunčeva površina nije jednolikog sjaja, pojavljuju se granule, pjegice i baklje. Granule su turbulentno miješanje plinova, toplije su od okolice za 200 do 300 K. Pjega su tamnija mjesta na svjetlijoj površini, temperatura im je za 1000 do 1500 K manja od okolice, javljaju se u skupinama, raznih su veličina, pokazuju periodičnost pojavljivanja (11.1 godina), izvor su jakog magnetskog polja te utječu i na Zemljino magnetsko polje. Baklje su svijetli oblaci koji pokazuju periodičnost kao i pjegice, a površinski su nešto veće.

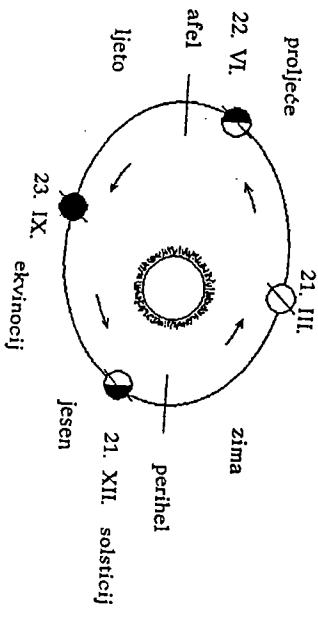
Kromosfera je prijelazni sloj između mnogo svjetlije fotosfere i mnogo prostranije korone, najlakše se vidi za vrijeme pomrčine Sunca. Temperatura nižih slojeva kromosfere iznosi oko 5000 K, a u višim raste do 10<sup>6</sup> K. U njoj se javljaju vrlo jaka turbulentna gibanja. Blijeskoviti su kratkotrajne pojave (20 do 150 min) koje su izvor X zraka, na Zemlji uzrokuju geomagnetske učinke, poremećaje ionosfere i pojavu polarnog svjetla. Prominencije (protuberance), koje se pružaju iz kromosfere, mlazovi su usijanih plinova s turbulentnim elementima. Mogu imati oblik erupcija (brzine 100 km/s), a mogu biti slične oblaku (mirne prominencije). Dosežu do udaljenosti 5·10<sup>5</sup> km.

Korona je najviši sloj Sunčeve atmosfere, veoma je slabog sjaja, male je gustoće, a oblik i veličina ovise o broju pjega. Temperatura

doseže do 107 K. Korona se prostire na udaljenosti od nekoliko desetaka ka polunijera Sunca.

Ulaženjem u dubinu Sunca ne samo da raste temperatura, nego raste i tlak i gustoća užarenih plinova. Tako se stvaraju posebni uvjeti koji pogoduju termonuklearnim procesima. Jezgre vodika pretvaraju se u helij, dok se ugljik uz pomoć jezgara vodika pretvara u vodik i helij. Uz svaku nastalu jezgru helija oslobada se goleme energija (26 MeV). Ta se energija širi iz unutrašnjosti i izbija na sve strane. Kaže se da Sunce zrači, odnosno emitira energiju. Ta energija iznosi 3.86·10<sup>26</sup> W. Prikom izračavanja (emisije) Sunce gubi oko 4·10<sup>9</sup> kg mase u svakoj sekundi. Izračena (emitirana) Sunčeva energija se dijeli na kopskularnu energiju ili zračenje čestica (0.2% ukupne energije) i na energiju elektromagnetskih valova (99.8% ukupne energije) koja se naziva Sunčevo zračenje.

Zemlja, kao i svi planeti, gibda se oko Sunca po eliptičnoj putanji brzinom 2.98·10<sup>4</sup> m/s. To znači da se tijekom godine (tj. u revoluciji) 365.25636 dana je vrtnja u odnosu prema zvijezdama - siderička godišnja (perihel - 1.47·10<sup>11</sup> m), a najdalje početkom srpnja (afel - 1.52·10<sup>11</sup> m), tako da je prosječna udaljenost 1.496·10<sup>11</sup> m. U odnosu prema ravnini putanje Zemlje (ekliptika) ravnina ekvatora (nebeskog) Zemlje čini kut od 23° 27'. Kako se Zemlja vrti oko svoje osi (vrijeme vrtnje u odnosu prema zvijezdama, tj. zvjezdani (siderički) dan je 23 h 56 min 4 s) pa os vrtnje Zemlje s ekliptikom čini kut od 66° 33'. Pre-sjecišta ekliptike i nebeskog ekvatora zovu se ekvinoctijske (ravnodne-proljeća i jeseni). Sunce je najudaljenije od ekvatora kad se oko 21. prosinca i 22. lipnja nalazi u solsticijskim (sunceostaj) točkama (početak zime i ljeta), (sl. 2.1). To određuje i klimatske pojase na Zemlji: polar-ni (zemljopisna širina veća od 66° 33' N i S), ekvatorski (zemljopisna širina manja od 23° 27' N i S) i umjereni, između prethodna dva.



Sl. 2.1. Revolucija Zemlje

Zemlja je kuglastog oblika malo spljoštena, jer ima polunijer na ekvatoru 6.378 16·10<sup>6</sup> m, a na polu 6.356 92·10<sup>6</sup> m, ima obujam 1.0828·10<sup>21</sup>

m<sup>3</sup>, masu 5.997·10<sup>24</sup> kg, srednju gustoću 5.52·10<sup>3</sup> kg m<sup>-3</sup>, silu teže na 450 zemljopisne širine 9.806 65 m s<sup>-2</sup>, dok je srednja efektivna temperatura prema zračenju elektromagnetskih valova 7.0 oc.

Sila teže ovisi o više čimbenika, kao zemljopisnoj širini, nadmorskoj visini, kakvoći (gustoća) podloge ispod mjesta mjerenja / računanja, te se teorijska vrijednost ubrzanja sile teže g<sub>φ,0</sub> može izračunati za zemljopisnu širinu φ na srednjoj morskoj razini (0 m)

$$g_{\phi,0} = 9.806 16 (1 - 0.002 6373 \cos 2\phi + 0.000 0059 \cos^2 2\phi) \text{ [m s}^{-2}\text{]}. \quad (2.1)$$

Ubrzanje sile teže g za nadmorsku visinu z [m] iznad kopna, odnosno mora jest:

$$\text{kopno} \quad g = g_{\phi,0} + z' + 0.000 001 118 (z - z_g) \quad (2.2)$$

$$\text{more} \quad g = g_{\phi,0} + z' - 0.000 000 688 (d - d_g) \quad (2.3)$$

$$z' = - 0.000 003 086 z \quad (2.4)$$

gdje je z<sub>g</sub> srednja nadmorska visina [m] kopna u polunijeru 150 km; d dubina mora [m], a d<sub>g</sub> srednja dubina mora [m] u polunijeru 150 km. Za iznos sile teže u slobodnoj atmosferi umjesto 2(4) primjenjuje se izraz

$$z' = - (3.0855 + 0.002 27 \cos 2\phi) 10^{-6} z + (72.54 + 0.10 \cos 2\phi) 10^{-14} z^2. \quad (2.5)$$

Mjesec kao prirodni Zemljin satelit obide Zemlju za 27 dana 7 h 43 min 11 s, to je zvjezdano (sideričko) vrijeme, a za isto vrijeme se sečevih faza traje nešto duže, tj. 29 dana 12 h 44 min 3 s, to je ophodno (sinodičko) vrijeme (promatrano sa Zemlje). Pritom valja znati da se za vrijeme vrtnje Mjeseca oko Zemlje i Zemlja giba po ekliptici. Masa Mjeseca je 7.34·10<sup>22</sup> kg, polunijer 1.738·10<sup>6</sup> m, što s obzirom na srednju udaljenost Mjeseca od Zemlje 3.844·10<sup>8</sup> m određuje vidni kut Mjeseca 31'.

## 2.2. Energijski izvori za Zemljinu površinu i atmosferu

Glavina energije koja dolazi do Zemljine površine i atmosfere potječe od Sunca. Od ukupno izračene Sunčeve energije samo njezin vrlo mali dio (1/2.33·10<sup>9</sup>) dolazi do Zemlje (1.66·10<sup>17</sup> W), a sva ostala se gubi u svemirskim prostanstvima. Položaj Zemlje na nekoj točki ekliptike, kao i njezina vrtnja, izravno utječu na količinu Sunčeve energije koju Zemlja prima na svojim pojedinim područjima, tj. zbog revolucije Zemlje i nagutosti Zemljine osi nastaju godišnja doba, a zbog vrtnje oko osi smjena dana i noći.

Korpuskularna energija Sunca ili Sunčev vijetar su promjenjivi i ovisi o Sunčevu djelovanju. Također je i brzina širenja te energije promjenjiva (100 do 10 000 km/s). Dio te izračene energije dolazi i do Zemlje.

13

no kako je Zemlja zaštićena svojim magnetskim poljem, to mnoge od izračenih čestica ostaju kružiti na vrlo velikim visinama, pri čemu djeluju na električna svojstva atmosfernih slojeva, izazivaju polarno svjetlo i utječu na telekomunikacije. Pojedine čestice velikih brzina dopiru i do same Zemljine površine. To su tzv. Sunčeve kozmičke zrake. One djeluju štetno za život na Zemlji.

Elektromagnetsko zračenje Sunca uglavnom je stalne jačine (za naše potrebe u meteorologiji) i šire se istom brzinom (brzina svjetlosti). Valovi koje zrači Sunce manji su dio spektra elektromagnetskih valova, jer se nalaze u razmaku između 0.1 nm i 1 km, međutim, za meteorologiju je najvažniji razmak od 0.2 do 4  $\mu$ m, stoga se kaže da je to Sunčevo zračenje kratkovalno zračenje (engleski: short-wave radiation; njemački: kurzwellige Strahlung). U daljnjoj podjeli Sunčeva zračenja postoje ultraljubičasti dio spektra, zatim vidljivi spektar (0.4 do 0.76  $\mu$ m) i infracrveni spektar, odnosno toplinsko zračenje.

Iz svemira na Zemlju dolazi još energija zvijezda, planeta, Mjeseca te kozmičkih zraka. Međutim, ta energija je vrlo malena, odnosno energija koja dolazi iz svih svemirskih izvora ne iznosi više od 1/10 000 dijela izraćene Sunčeve energije.

Zvijezde su općenito mnogo veće od Sunca i zrače velike količine energije, ali je dio njihove energije koji dolazi do Zemlje zanemariv, jer se nalaze na ogromnim udaljenostima. Usporedbe radi, zrake svjetlosti put od Sunca do Zemlje prevale za 8 min 33 s, a od najbliže zvijezde za oko 4 godine. Energija planeta je također potpuno zanemariva.

Energija koja dolazi od Mjeseca rezultat je odbijanja Sunčeve energije, ali kako je ona slaba, nema bitniji utjecaj na promjene meteoroloških prilika u atmosferi osim na vidljivost. Važnost Mjeseca je u sklopu drugih pojava, prije svega astronomskih i geofizičkih (plima i oseka).

U ukupnoj energiji atmosfere zanemariv udio ima i tzv. kozmičko zraćenje koje dolazi iz dubine svemira, iako je ono nositelj velike energije.

Za usporedbu što znače te energije može se navesti da bi Sunčeva energija upućena Zemlji tijekom jedne godine mogla istopiti 35 m debeo sloj leda koji bi pokrивao cijelu Zemlju. Za isto vrijeme Mjesec bi uputio energiju dovoljnu za topljenje leda debljine 0.2 mm.

Atmosfersku energiju potpomaže još nekoliko izvora: iz Zemljine unutrašnjosti, radioaktivnog raspadanja i ljudske djelatnosti.

Energija koja dolazi iz Zemljine unutrašnjosti nema bitan utjecaj na energijsku razinu atmosfere ako se usporedi s djelovanjem Sunca, jer iznosi približno 1/5 000 dio izraćene Sunčeve energije. Za objašnjenje, ta energija bi bila dostatna za topljenje sloja leda debelog 7.5 mm, odnosno s njom se može povećati temperatura Zemljine površine za 0.15  $^{\circ}$ C.

Energija prirodnoga radioaktivnog raspadanja u odnosu prema ukupnoj energiji atmosfere dobivene od Sunca također je potpuno zanemariva. Oslobađanje energije zbog ljudske djelatnosti i njezino djelovanje na atmosferu također je zanemarivo, osim na pojedinim mjestima iznad neke gradske ili industrijske okoline. Na nekim mjestima može doći do manjih vremenskih promjena, npr. povećanja temperature za nekoliko  $^{\circ}$ C, povećanja naoblake, promjene strujanja zraka (vjetra), oborina i drugo.

Međutim, izrazitije povećanje te energije moglo bi biti važnije u bližoj ili daljoj budućnosti. Energija je nuklearnih bombi za sada zanemariva za atmosferske procese (nadamo se da će tako i ubuduće biti). Za usporedbu, oslobodena energija jednog ciklona u jednom danu je približno 250 000 puta veća od atomske bombe baćene na Hirošimu, ili jedan olujni oblak koji ima energiju kao tri atomske bombe.

Prema tome, zaključujemo da jedina energija koja dolazi na Zemljinu površinu i u atmosferu, i ima važan utjecaj, potječe od Sunca.

### 2.3. Određivanje vremena i sumrak

Određivanje vremena kao fizičke veličine koja označava trajanje nekog događaja temelji se na prividnom gibanju Sunca po nebeskom svodu. Zbog neravnomjernosti prividnog gibanja Sunca (ponajprije zbog nagutosti osi vrtnje, različite brzine gibanja Zemlje po ekliptici) u praksi se vrijeme računa prema zamišljenom prividnom gibanju srednjeg sunca koje se jednoliko giba po nebeskom ekvatoru i obide ga u istom vremenu za koje pravo Sunce prividno obide ekliptiku. Na nekom mjestu Zemljine površine Sunce se prividno giba po luku na nebeskom svodu (od izlaska do zalaska). Najviša točka putanje odgovara sunčanom podnevu (mjesno podne), a pada u ravninu meridijana. Tako određeno vrijeme je srednje mjesno (lokalno) vrijeme. Jedan dan srednjeg vremena je razdoblje između dva uzastopna prolaska srednjeg sunca kroz meridijan. U praksi se srednje sunčano vrijeme određuje za cijeli pojas koji ima širinu 15 $^{\circ}$  zemljopisne duljine. Početni meridijan prolazi kroz Greenwich (London), a srednje sunčano vrijeme koje odgovara pojasu griničkog meridijana je griničko srednje vrijeme ili svjetsko vrijeme, odnosno UTC (Universal Time Coordinated). Pojasna (zonska) vremena (srednje sunčano vrijeme jednog pojasa) definiraju vremenske pojaseve oko Zemljiske kugle. Crta na čijem se prijelazu zbiva promjena datuma jest granica datuma, a grubo odgovara meridijanu 180 $^{\circ}$ . Službeno (ukazno) vrijeme je ono vrijeme koje se upotrebljava u službenom i svakodnevnom životu unutar granica pojedinih zemalja ili teritorija.

Trajanje svijetlog dijela dana, odnosno trajanje noći mijenja se svakodnevno zbog neravnomjernosti prividnog gibanja Sunca, a mijenja se i sa zemljopisnom širinom.

Promatran sa Zemlje, položaj Sunca i Mjeseca, na nebeskom svodu ima utjecaj na količinu zraćenja u svim dijelovima spektra. Prvi učinak toga zraćenja očituje se u prostiranju zraka svjetlosti. Kako Sunce može imati deklinaciju do  $\pm 23^{\circ} 27'$ , to se s polova Zemlje ono može istodobno vidjeti samo u dane ekvinocija. Idući prema ljetu odnosno zimi, Sunce izraćenje osvjetljava Sjeverni, odnosno Južni pol, te se govori o polarnom danu (Sunce ne zalazi za horizont), odnosno o polarnoj noći (Sunce se ne pojavljuje iznad horizonta). Spuštanje Sunca ispod horizonta ne znači trenutni prekid Sunčeve svjetlosti, već se zbog njezinog raspršavanja u atmosferi jakost postupno smanjuje. To slabljenje osvijetljenja neba (poslije zalaska ili prije izlaska Sunca) zove se sumrak. Ovisno o položaju Sunca ispod horizonta razlikuje se građanski,

naučki i astronomski sumrak. Učinci koji prate sumrak ovise o tome gleda li se prema Suncu ili obratno, te o oblacima, vidljivosti i slično. Mjesečeve mliene (osobito punog Mjeseca) također pridonose učincima osvjetljenja neba. Gradanski sumrak odgovara položaju Sunca 0 - 60 ispod horizonta. Za to vrijeme može se još čitati na otvorenom prostoru, a u umjerenim zemljopisnim širinama pri vedrom vremenu taj sumrak traje 30 - 40 min. Naučki sumrak odgovara položaju Sunca do 120 ispod horizonta, pojavljuje se crvenilo neba, detalji na predmetima se gube, crta horizonta se ne vidi, a uočavaju se zvijezde jače svjetlosti. Astronomski sumrak odgovara položaju Sunca do 180 ispod horizonta. U to doba zapažaju se zvijezde petog reda svjetlosti (najsvjetlije zvijezde su prvog reda svjetlosti). U ljetnim mjesecima u umjerenim zemljopisnim širinama astronomski sumrak traje i više od dva sata.

#### Dopunska literatura

Byers, HR., 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.

### 3. SASTAV I PODJELA ATMOSFERE

#### 3.1. Osnovno o atmosferi

Atmosfera (engleski: atmosphere; njemački: Atmosphäre) je plinski omotač Zemlje koji se zajedno s njom vrti. Riječ je složenica grčkih riječi *ατμός* (para) i *σφαίρα* (lopta). Atmosfera je ne samo sredina u kojoj žive mnoga bića, nego i štit koji omogućuje da se život razvija u obliku u kojem je danas poznat. Atmosfera štiti Zemljinu površinu od prekomjernog zagrijavanja danju i jakog hlađenja noću, zaštitna je od vrlo opasnog kratkovalnog Sunčeva zračenja i vrlo opasnih kozmičkih zraka. Mogućnost da se vide predmeti u sjeni i da se čuju zvukovi daje atmosfera. Svim letjelicama (osim raketa) za glibanje je potrebna atmosfera.

Donja granica atmosfere je točno određena, a to je Zemljina površina. To se nikako ne može reći za gornju granicu. Ispitivanja su pokazala različite rezultate koji prije svega ovise o točnosti mjerenja. Drži se da se uvis proteže 60 do 70 tisuća kilometara. Ukupna masa atmosfere (bez vodene pare) je oko 5.157.10<sup>18</sup> kg (masa vodene pare je oko 1.5.10<sup>13</sup> kg), što znači da je približno milijun puta manja od krutog omotača Zemlje, odnosno oko 250 puta manja od vodenog omotača. Oko 99% ukupne atmosferske mase je u sloju do visina 30 - 35 km, a 50% ukupne mase u sloju do visine oko 5,5 km od Zemljine površine. To pokazuje da je glavina atmosfere u prvih desetak kilometara. Stoga se govori o plaštu atmosfere, gdje se zbivaju mnogi vremenski procesi.

Dugotrajna istraživanja atmosfere pokazala su da ovaj plinoviti omotač Zemlje nije istorođan. Po visini atmosfere se može podijeliti na više načina: ovisno o sastavu zraka, promjeni temperature, električnoj vodljivosti i drugom.

#### 3.2. Sastav zraka

Atmosfera je smjesa plinova od kojih su neki u stalnom, a neki u promjenljivoj omjeru. Prema sastavu zraka atmosferu čine donji sloj - homospfera do visine od oko 95 km i gornji sloj - heterospfera iznad te visine.

U homospferi omjer osnovnih plinova (dušik, kisik, argon) i relativna molekulska masa zraka se ne mijenjaju. U sastav atmosfere ulaze i promjenljive komponente: vodena para, ugljik-dioksid i ozon. Njihova je karakterističnost da upijaju Sunčevo i Zemljino zračenje i time bitno utječu na temperaturne odnose atmosfere i Zemljine površine. U tablici

3.1. prikazani su obujmni i maseni dijelovi pojedinih plinova u odnosu prema jediničnom obujmu, odnosno masi zraka. Uočljivo je velika nazočnost prvih nekoliko sastojaka zraka.

Tabl. 3.1. Sastav zraka u donjim dijelovima atmosfere

Plin	Obujmni dio (%)	Maseni dio (%)	Molekulska težina
dušik	N <sub>2</sub>	75.51	28.013
kisik	O <sub>2</sub>	23.15	31.999
argon	Ar	1.28	39.948
ugljik-dioksid	CO <sub>2</sub>	0.046	44.010
neon	Ne	1.3·10 <sup>-3</sup>	20.183
helij	He	5.2·10 <sup>-4</sup>	4.003
metan	CH <sub>4</sub>	1.5·10 <sup>-4</sup>	16.0
kripton	Kr	1.0·10 <sup>-4</sup>	83.80
dušik-oksidi	N <sub>2</sub> O	8.0·10 <sup>-5</sup>	44.013
vodik	H <sub>2</sub>	5.0·10 <sup>-5</sup>	2.016
ozon	O <sub>3</sub>	1.0·10 <sup>-6</sup>	47.998
ksenon	Xe	8.0·10 <sup>-6</sup>	131.30
dušik-dioksid	NO <sub>2</sub>	1.0·10 <sup>-7</sup>	46.0
jod	I <sub>2</sub>	2.0·10 <sup>-11</sup>	126.9
radon	Rn	6.0·10 <sup>-18</sup>	222.1
vodena para	H <sub>2</sub> O	do 4	18.0153
zrak			28.9644

Sastojci atmosfere također su i mnoge krute i tekuće primjese koje lebde u zraku (čestice prašine, dima, soli, kapljica kiseline i lužina, bakterije i drugo), zvane aerosol. Aerosol ulazi u atmosferu iz prirodnih izvora isparavanjem vode, erupcijama vulkana, požarima, raznašanjem primjesa vjetrov, radioaktivnim raspadanjem itd. ili iz izvora koji su posljedica ljudske djelatnosti (industrija, gradska sredina).

Dušik je veoma važan sastojak atmosfere, ne samo što čini njezin najveći dio, već i zbog velike važnosti u biološkim procesima. On je sastavni dio mnogih organskih spojeva (bjelantevine). Kako je to inertan plin, teško se spaja s drugim atmosferskim sastojcima, osim pri električnim pražnjenjima. U odnosu prema drugim atmosferskim sastojcima slabo upija Sunčevo zračenje. Spojevi dušika sudjeluju i pri nastajanju oborina.

Kisik je veoma važan sastojak atmosfere bez kojeg ne može postojati organski život na Zemlji. Vrlo je jak kao oksidator, te se lako spaja s drugim elementima. Dobro upija Sunčevo, a manje i Zemljino zračenje.

Argon, neon, helij, kripton i ksenon kao plinovi nemaju važnu ulogu u atmosferskim procesima.

Ugljik-dioksid je važan za život na Zemlji (sudjeluje pri asimilaciji biljaka) i zbijanja u atmosferi. Ovaj spoj znatno upija Sunčevo a naro-

čito Zemljino zračenje, te jako utječe na toplinske uvjete Zemljine površine i prizemnog sloja zraka. U atmosferi ga ima više iznad kopna nego iznad oceana. Više ga ima iznad industrijskih i gradskih sredina. U najmanjim količinama ima ga u polarnim krajevima, a u dnevnom hodu najviše ga ima noću (nema asimilacije). U ovom stoljeću zamjećuje se povećanje količina ugljik-dioksida na čitavoj Zemlji za približno 10% (pripisuje se antropogenom podrijetlu).

Ozon je vrlo važan sastojak atmosfere, pojavljuje se na visinama od 10 do 70 km, a najveću koncentraciju doseže u sloju između 20 i 35 km (stratosferski ozon). Područje prostiranja ozona zove se ozonosfera. Ozon upija prosječno približno 4% ukupne Sunčeve energije koja prolazi kroz atmosferu u ultraljubičastom spektru. Ultraljubičasto zračenje ima snažno biološko djelovanje (sudjeluje u stvaranju vitamina D, ubija bakterije i druge mikroorganizme), te bi znatnije promjene količine ozona dovele do promjena ultraljubičastog zračenja i bioloških procesa. Ozon može nastati i u donjim slojevima atmosfere (troposferski ozon), a u godišnjem hodu ima ga najviše u proljeće, a najmanje u jesen. U dnevnom hodu najviše ga ima u ranim poslijepodnevnom satima, a najmanje u ponoćnim satima. Najmanje ozona ima u tropskom pojasu, a raste povećanjem zemljopisne širine. Karakteristična je pojava ozona nakon grmljavinskih procesa.

Vodena para je posebno važna za život na Zemlji i za razvoj vremena. To je nevidljiv sastojak zraka i vrlo neravnomjerno raspoređen u atmosferi. Njezin udio koleba od blizu 0% masenog udjela pri vrlo niskim temperaturama (polarni krajevi) do 4% pri visokim temperaturama (tropski pojas). Količina vodene pare brzo se smanjuje s povećanjem visine, tako da se uglavnom sva nalazi u donjim slojevima atmosfere, tabl. 3.2. Smjesa plinova u atmosferi bez vodene pare naziva se suhi zrak (dry air; trocken Luft), dok se ista smjesa plinova s vodenom parom naziva vlažni zrak (moist air; feucht Luft) ili jednostavno zrak.

Tabl. 3.2. Promjena sadržaja vodene pare u jedinici obujma s visinom u umjerenim zemljopisnim širinama

Visina (km)	0	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	8.0
Vodena para (%)	1.30	1.16	1.01	0.81	0.69	0.49	0.37	0.27	0.15	0.03

Općenito pod pojmom zrak razumijeva se smjesa suhog zraka i vodene tvari. Voda se u nižim slojevima atmosfere javlja u sva tri agregatna stanja i pri tome bitno utječe na pojave i procese u njoj. Vodena para, kapljice vode i ledeni kristalici čine ukupni vodeni sadržaj atmosfere. Vodena para u atmosferu dolazi isparavanjem vode s površina oceana i mora, jezera i rijeka, vlažnog zemljišta, ledenih površina i biljnog pokrivača. U atmosferi se vodena para pretvara u vodu (ukapljivanje ili kondenzacija) ili u led (oblaganje ili depozicija) te kao oborina pada na tlo. Za isparavanje vode nužna je toplota, tako da je isparavanje vode važan uređivač temperature. Vodena para upija u znatnoj mjeri Sunčevo i Zemljino zračenje te tako na još jedan način utječe na temperature



prilike u atmosferi i na Zemljinoj površini.

Atmosferske primjese vrlo su malih dimenzija i kolebaju uglavnom između 0.1 i 20  $\mu\text{m}$ . Različitog su podrijetla (zemaljskog i kozmičkog), u atmosferi se nalaze u vrlo promjenljivoj broju. Čestice kozmičkog podrijetla uglavnom se nalaze na većim visinama i vrlo polako se talože. Neke procjene pokazuju da na visinama iznad 100 km ima oko 2.9·10<sup>10</sup> kg kozmičke prašine promjera oko 1.5  $\mu\text{m}$ . Čestice zemaljskog podrijetla mogu se podijeliti na organske i neorganske. Organske su pehudi, bakterije i drugi mikroorganizmi, a neorganske su proizvodi izgaranja, dim, čada, vulkanski pepeo, razne soli, obična prašina, kapljice kiseline i lužina itd. Broj čestica aerosola brzo se smanjuje s povećanjem nadmorske visine, tabl. 3.3. Na visine dolaze prije svega zahvaljujući uspravnim gibanjima zraka pri kojima se miješaju niži i viši slojevi atmosfere. Teže i veće čestice brže se talože, tako da su u visinama uglavnom najsitnije čestice. Najviše čestica aerosola je iznad industrijskih i gradskih sredina, a najmanje iznad mora (tabl. 3.4). Također po-

Tabl. 3.3. Broj čestica aerosola u  $\text{cm}^3$  po visini

Visine (km)	0.1	0.5	1	2	3	4	5
Aerosol od 50 000 $\text{cm}^{-3}$ do 150 000 $\text{cm}^{-3}$	8 000	3 000	700	200	100	50	50
	25 000	11 000	2 500	800	400	150	

Tabl. 3.4. Broj čestica aerosola u  $\text{cm}^3$  iznad različitih podloga

Podloga	Aerosol ( $\text{cm}^{-3}$ )
Industrijski grad	150 000 - 500 000
Manji grad	20 000 - 50 000
Polja	10 000
Morska obala	10 000
Ocean	1 000

stoji godišnja i dnevna promjena količine aerosola. Ljeti i danju, kad su uspravna gibanja zraka izrazitija nego zimi i noću, količina aerosola, posebno ona većih dimenzija, povećana je na većim visinama. U atmosferi se u manjim količinama nalaze i neki radioaktivni elementi koji dolaze u nju kao proizvod raspadanja radioaktivnih tvari što se nalaze na Zemljinoj površini. Količina radioaktivnih elemenata je malena i promjenjiva, a veća je iznad kopna nego iznad mora. Posljednjih nekoliko desetaka godina veće količine radioaktivnih elemenata dolaze u atmosferu kao posljedica ljudskih djelatnosti. Važnost atmosferskih primjesa je velika. One upijaju i odbijaju dio Sunčeva i Zemljina zračenja i time znatno utječu na energijsko stanje atmosfere i Zemljine površine. Neke od tih čestica su topive u vodi (higroskopske), dok su druge netopive (higrofone). Čestice, a naročito one higroskopske, posebno su važne u

atmosferskim procesima kao kondenzacijske i ledene jezgre pri stvaranju oblaka, magli i oborina. Boja neba uz vodenu paru ovisi i o veličini i broju čestica aerosola. Krupnije čestice više rasipaju infracrveni dio spektra, pa nebo poprima sivilo. Sine čestice uvjetuju rasipanje ultraljubičastog spektra, pa nebo poprima plavu boju.

U heterosferi relativni odnosi količina plinova više nisu stalni, zajedno s molekulama dušika i kisika pojavljuju se i njihovi atomi, a na vrlo velikim visinama javljaju se atomi helija i vodika. Raspadanje molekula plinova posljedica je Sunčeva zračenja i vrlo visokih temperatura koje su na tim visinama.

### 3.3. Podjela atmosfere

#### 3.3.1. Podjela atmosfere prema temperaturi

Ovisno o promjeni temperature s visinom atmosfera se može dijeliti na nekoliko slojeva: troposferu, stratosferu, mezosferu, termosferu i egzosferu te na međuslojeve: tropopauzu, stratopauzu, mezopauzu i termpauzu.

Najveći dio razmatranja u ovoj knjizi odnosi se na troposferu, a samo manji na ostale dijelove atmosfere.

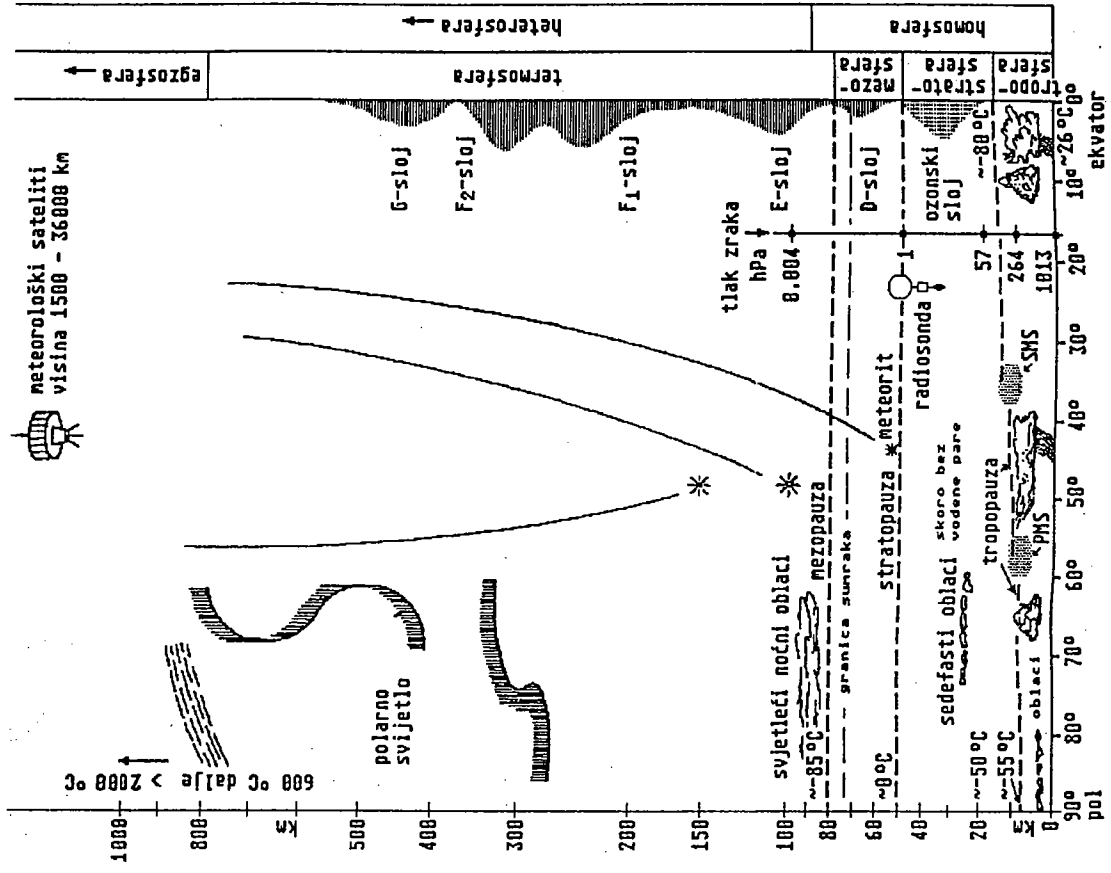
TROPOSFERA je najniži i najgušći sloj atmosfere. U njoj je veći dio ukupne mase atmosfere. Obilježava je opadanje temperature s visinom, vodoravna (horizontalna) i uspravna (vertikalna) gibanja zraka, u njoj se nalazi gotovo sva vodena para, pojavljuju se oblaci, tj. ona je sredina u kojoj se zbivaju gotovo sve vremenske pojave. Visina troposfere nije stalna, mijenja se tijekom vremena s promjenama vremenskih prilika i prostorno, osobito s promjenom zemljopisne širine. Najviša je iznad ekvatora, gdje doseže visinu između 16 i 18 km. Porastom zemljopisne širine visina joj se smanjuje, tako da je u umjerenim zemljopisnim širinama između 9 i 12 km, a u polarnim od 6 do 8 km. Temperatura u troposferi opada u prosjeku s visinom 0.65  $^{\circ}\text{C}/100$  m, te su temperature na njezinoj gornjoj granici vrlo niske (-40 do -80  $^{\circ}\text{C}$ ). Iznad ograničenih dijelova Zemljine površine može temperatura povremeno ostati nepromijenjena prema visini (izotermija) ili čak rasti s visinom (temperatura inverzija). Prostrana područja inverzije obično se nalaze u zimsko doba godine u visim zemljopisnim širinama na visinama do 3 km, kada se donji sloj zraka jako hladi u polarnoj noći. Troposfera se može podijeliti u dva sloja (više u točki 9.6):

- planetarni grančni sloj od Zemljine površine do visina između 1 i 1.5 km, gdje je prisutno djelovanje Zemljine površine i turbulentnog trenja na gibanja zraka, a meteorološki elementi imaju izraziti dnevni hod,

- slobodna troposfera (srednja i gornja), u kojoj se u prvoj približnosti može zanemariti utjecaj Zemljine površine.

TROPOPAUZA je tanak međusloj između troposfere i stratosfere, čija debljina koleba od nekoliko stotina metara do nekoliko kilometara,

između 60 i 90 km, nastaje zbog upijanja ultraljubičastog Sunčeva zračenja, slabo je izražen, ima dnevni hod koji se očituje u njegovu slabljenju i nestajanju tijekom noći. U njemu prevladavaju negativni ioni i slobodni elektroni (koncentracija  $10^8 \text{ m}^{-3}$ ). Ovaj sloj, premda slabiji od ostalih, važan je zbog širenja elektromagnetskih radiovalova, jer ih jače upija nego li ih odbija. Zbog prisutnosti toga sloja tijekom dnevnih sati čujnost radio-postaja je osjetno slabija, loša je u predvečerje ili pr-



Sl. 3.1. Ustroj atmosfere (PMS polarna, SMS suprotropska mlazna struja)

a obilježava je zanemarivo mala promjena temperature s visinom (riječ "pauza" označava zaustavljanje). U nekim slučajevima tropopauza može iščezavati, a u drugim se javljaju dvije, pa čak i tri tropopauze jedna iznad druge. U ljetnim mjesecima tropopauza se nalazi na većim visinama nego zimi. U ekvatorskom području temperatura na visini tropopauze koleba između -70 i -80 °C, a u umjerenim i polarnim područjima od -40 do -60 °C. Za tropopauzu su karakteristična izrazita vodoravna gibanja zraka, dok su uspravna vrlo slaba, osim u područjima njezina prekida.

STRATOSFERA je idući sloj atmosfere koji se nadovezuje na troposferu, odnosno tropopauzu, a prostire se do visina 50 - 55 km. Donja polovica stratosfere, do približno 30 - 35 km, zove se hladna stratosfera jer je u njoj temperatura niska i malo se mijenja s visinom. Gornji sloj je topla stratosfera i u njemu temperatura raste s visinom zbog upijanja ultraljubičastog Sunčeva zračenja u sloju ozona. Tako je u gornjim slojevima stratosfere temperatura oko 0 °C s mogućim odstupanjima  $\pm 20$  °C. Gibanja zraka u stratosferi su jaka. Na visinama između 22 i 30 km mogu se pojaviti tzv. sedefasti oblaci (točka 10.3).

STRATOPAUZA je tanak prijelazni sloj od stratosfere prema mezosferi, također označen vrlo malim promjenama temperature s visinom. MEZOSFERA je sloj koji se nadovezuje na stratopauzu. Njezina je gornja granica približno na visini 80 km. Temperatura zraka u tom sloju opada s visinom te u gornjim slojevima doseže vrijednosti -85 do -90 °C.

TERMOSFERA je sloj koji se nastavlja na mezopauzu, a doseže visine 800 km. U njoj temperatura naglo raste (na 200 km temperatura je oko 900 °C, na 600 km doseže i 2000 °C). Dnevna kolebanja temperature također su vrlo velika oko 1000 °C. Valja imati na umu da te visoke temperature ne čine posebne probleme raketama i satelitima, jer je na tim visinama zrak vrlo rijedak. Visoke su temperature posljedica upijanja Sunčeva zračenja u atomima kisika i dušika.

EGZOSFERA je vanjski sloj atmosfere koji se nadovezuje na termosferu i gubi u svemirskom prostoru. Ovdje je temperatura vrlo visoka, doseže vrijednosti 4000 °C, pa su molekule i atomi plinova u stanju plazme i gibaju se kaotično. Pojedine vrlo brze čestice (> 11.2 km/s) izlijeću u međuplanetarni prostor. Istodobno, čestice izvanzemaljskog podrijetla ulijeću u gornje slojeve gdje bivaju zarobljene djelovanjem Zemljina magnetskog polja.

### 3.3.2. Podjela atmosfere prema električnoj vodljivosti

Atmosfera se može razmatrati prema električnoj vodljivosti koja ovisi o koncentraciji električno nabijenih čestica (ioni i elektroni). Ionizacija zraka je većinom posljedica Sunčeva zračenja i kozmičkih zraka, iako može nastati i kao posljedica radioaktivnosti, električnih pražnjenja, procesa izgaranja itd. Od visina 50 do 60 km naviše naglo se povećava koncentracija električno nabijenih čestica, te se taj sloj atmosfere zove IONOSFERA.

Ionosfera se sastoji od nekoliko slojeva. D - sloj je na visinama

skozorje zbog raspadanja, odnosno stvaranja toga sloja, a u noćnim je satima čujnost radio-postaja najbolja, tj. čuju se i one daleke postaje koje se inače ne čuju. E - sloj (Heavisideov sloj) pojavljuje se na visinama 90 do 150 km, a nastaje kao posljedica upijanja X-zračenja (točka 4.1). U njemu prevladavaju elektroni ( $1.5 \cdot 10^{11} \text{ m}^{-3}$ ). Jako odbija radiovalove, osim ultrakratkovalnog (UKV) područja. F - sloj (Appletonov sloj) nalazi se na visinama između 180 i 350 km. Nastaje zbog upijanja X-zračenja i ultraljubičastog zračenja. U njemu prevladavaju pozitivni ioni. Kad je Sunčevo zračenje izraženije (ljetno, dan), razdvaja se na dva sloja  $F_1$  (koncentracija  $4 \cdot 10^{11} \text{ m}^{-3}$ ) i  $F_2$  ( $16 \cdot 10^{11} \text{ m}^{-3}$ ). G - sloj nalazi se na visinama između 400 i 500 km.

U velikim visinama (iznad 400 km) gibanja naelektriziranih čestica su vrlo izražena i sve više pod utjecajem Zemljina magnetskog polja, te se odvijaju uglavnom u smjeru magnetskih silnica. Iznad 1 000 km, u magnetosferi gibanje takvih čestica određeno je isključivo Zemljinim magnetskim poljem. Tu postoje Van Allenovi pojasevi zračenja (vanjski i unutarnji), tj. pojasevi jakog nagomilavanja naelektriziranih

Tabl. 3.5. Standardna atmosfera (ICAO i US)

Visina geopotencijal geometrijska (gpm)	Temperatura zraka (°C)	Tlak zraka (hPa)	Gustoća zraka (kg m <sup>-3</sup> )	Brzina zvuka (m/s)	Sila teža (m s <sup>-2</sup> )
0	150	1013.3	1.225	340.3	9.8066
500	118	954.6	1.167	338.4	9.8051
1 000	85	898.7	1.112	336.4	9.8036
1 500	53	845.6	1.058	334.5	9.8021
2 000	20	795.0	1.007	332.5	9.8005
3 000	-45	701.1	0.909	328.6	9.7974
4 000	-75	616.4	0.819	324.6	9.7943
5 000	-110	540.2	0.736	320.5	9.7912
6 000	-140	471.8	0.660	316.4	9.7881
7 000	-175	410.6	0.590	312.3	9.7851
8 000	-210	356.0	0.525	308.1	9.7820
9 000	-240	307.4	0.466	303.8	9.7789
10 000	-270	264.4	0.413	299.5	9.7758
11 000	-300	226.3	0.364	295.1	9.7727
12 000	-330	193.3	0.311	295.1	9.7697
15 000	-360	120.4	0.194	295.1	9.7604
20 000	-405	54.7	0.088	295.1	9.7450
30 000	-465	11.7	0.018	301.8	9.7143
40 000	-525	2.8	0.004	317.6	9.6836
50 000	-585	0.8	0.001	329.8	9.6530
100 000	-632	3.10 <sup>-4</sup>	5.10 <sup>-8</sup>		
200 000	962.7	1.10 <sup>-6</sup>	3.10 <sup>-10</sup>		
400 000	1214.2	4.10 <sup>-8</sup>	6.10 <sup>-12</sup>		
600 000	1232.9	3.10 <sup>-9</sup>	5.10 <sup>-13</sup>		

čestica. Taj pojas Zemljina zračenja debao je 9 do 12 Zemljinih polunjera. U višim zemljopisnim širinama na velikim visinama (iznad 100 km) pojavljuje se polarna svjetlost kao posljedica djelovanja Zemljina magnetskog polja na korpuskularno Sunčevo zračenje.

Shematski prikaz ustroja atmosfere dan je na slici 3.1. Uz već prijevremeno osobine i pojave u atmosferi, uočavaju se svjetleći noćni (srebrnasti) oblaci (točka 10.3) te mlazne struje (uska i jaka zračna strujanja na visini).

### 3.4. Međunarodna standardna atmosfera

Meteorološki elementi (temperatura, tlak, gustoća i drugo) vrlo su promjenjivi u prostoru i vremenu, pa se najčešće govori o srednjim vrijednostima. Standardna atmosfera je određena kao idealizirani model atmosfere, koji služi za razna računanja u meteorološkim i drugim djelatnostima. U uporabi je više standardnih atmosfera, iako se nastoje svesti samo na jednu. Međunarodna organizacija za civilnu zračnu plovidbu (International Civil Aviation Organization - ICAO) usvojila je Međunarodnu standardnu atmosferu određenu uz ove pretpostavke: za zrak vrijede zakoni idealnog plina, tlak zraka opada s visinom prema Laplaceovoj jednadžbi (točka 6.2), temperatura je određena uspravnim temperaturnim gradijentima. Polazni su elementi određeni za srednju morskru razinu na zemljopisnoj širini 45°, gdje je sila teža  $9.80665 \text{ m s}^{-2}$ , atmosferski tlak  $1013.25 \text{ hPa}$  (točka 6.1), temperatura zraka  $288.15 \text{ K}$  ( $15.0 \text{ °C}$ ), gustoća zraka  $1.2250 \text{ kg m}^{-3}$ . Nadalje srednja molekulska masa zraka je  $28.9644 \text{ kg/mol}$ , ledište vode  $273.15 \text{ K}$  ( $0 \text{ °C}$ ), opća plinska konstanta  $8.31432 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . Za troposferu uspravni temperaturni gradijent je (do visine  $11\,000 \text{ m}$ )  $-0.0065 \text{ K/m}$  ( $-0.65 \text{ °C/100 m}$ ), za donju stratosferu (do visine  $20\,000 \text{ m}$ )  $0.0 \text{ K/m}$  ( $0.0 \text{ °C/100 m}$ ), a između  $20\,000 \text{ m}$  i  $32\,000 \text{ m}$  je  $0.0010 \text{ K/m}$  ( $0.10 \text{ °C/100 m}$ ). Između visina  $32 \text{ i } 47 \text{ km}$  iznosi  $0.0028 \text{ K/m}$  ( $0.28 \text{ °C/100 m}$ ), od  $47 \text{ do } 51 \text{ km}$  je  $0.0 \text{ K/m}$  ( $0.0 \text{ °C/100 m}$ ), od  $51 \text{ do } 71 \text{ km}$  je  $-0.0028 \text{ K/m}$  ( $-0.28 \text{ °C/100 m}$ ), a od  $71 \text{ do } 80 \text{ km}$  je  $-0.0020 \text{ K/m}$  ( $-0.20 \text{ °C/100 m}$ ). Osnovni podaci standardnih atmosfera prikazani su u tablici 3.5.

#### Dopunska literatura

Byers, HR, 1974: *General Meteorology*, McGraw-Hill, inc, New York, 461.  
 Donn, W., 1975: *Meteorology*, McGraw-Hill, inc, New York, 518.  
 Hrgjan, AH, 1978: *Fizika atmosfere*, tom 1. Hidrometeoroloziat, Leningrad, 247.  
 Hrgjan, AH, 1986: *Fizika atmosfere*. Hidrometeoroloziat, Leningrad, 328.

## 4. TOPLINSKA ENERGIJA ATMOSFERE

Toplinska energija osnovni je dio energije atmosfere. Toplina je energijsko stanje neke tvari, energija sveukupnog molekularnog gibanja tvari. Temperatura tijela je pokazatelj energijskog stanja njegove tvari i razmjerna je prosječnoj kinetičkoj energiji molekula tvari. Količina topline dio je unutarnje energije tijela koja prelazi na drugo tijelo zbog razlika temperatura tih tijela. Taj prijelaz topline s jednog tijela na drugo uzrokuje porast temperature tijela na koje prelazi toplina (pad temperature tijela koje predaje toplinu), a može prouzročiti i promjenu agregatnog stanja i druge promjene.

Toplinska energija se širi procesima zračenja (radijacije), vođenja (kondukcije) i prenošenja (konvekcije). Zračenje odnosno radijacija predstavlja širenje energije u obliku elektromagnetskih valova koji se mogu širiti u vakuumu ili u nekoj sredini. Vođenje odnosno kondukcija jest širenje energije kroz sredinu, međudjelovanjem tvari sredine i energije (točka 5.4). Prenosnje odnosno konvekcija jest širenje energije vezane za gibanje čestica tvari koje nose više ili manje energije (točka 5.4).

### 4.1. Zračenje tijela

Zračenje kao prijenos energije s nekog tijela jest titranje elektromagnetskog polja koje se širi brzinom svjetlosti. Elektromagnetski valovi mogu imati razne valne duljine odnosno frekvencije (tabl. 4.1). Ta izračena energija može doći do nekoga drugog tijela koje upadnu energiju djelomično upija (apsorbira), odbija (reflektira) i propušta (transmitira), te se može pisati:

$$E = E_a + E_r + E_t \quad 4(1)$$

Podijeli li se cijeli izraz ukupnom energijom, određuju se tri koeficijenta koeficijent upijanja (apsorpcije), odbijanja (refleksije) i propuštanja (transmisije):

$$a_\lambda = \frac{E_a}{E}, \quad r_\lambda = \frac{E_r}{E}, \quad t_\lambda = \frac{E_t}{E} \quad 4(2)$$

pri čemu  $\lambda$  označava valnu duljinu elektromagnetskog vala s obzirom na to da su ti koeficijenti još ovisni i o valnim duljinama, a indeksi  $a$ ,  $r$  i  $t$  označavaju apsorpciju, refleksiju i transmisiju. Tako se dolazi do izraza

$$a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda = 1 \quad 4(3)$$

Koeficijenti upijanja i propuštanja svojstveni su za debljinu sloja

Tabl. 4.1. Spektar elektromagnetskih valova

Frekvencija ( $s^{-1}$ )	Valna duljina (m)	
0	$\infty$	istosmjerna struja
3	$10^8$	-
30	-	izmjenična struja
$3 \cdot 10^2$	$10^3$ km	telefonija
3 KHz	-	-
$3 \cdot 10^5$	$10^3$ , 1 km	dugi radio-valovi
3 MHz	-	srednji radio-valovi
$3 \cdot 10^8$	1, 1 m	kratki radio-valovi
3 GHz	-	UKV
$3 \cdot 10^{10}$	$10^{-2}$ , 1 cm	radarski valovi
-	1 mm	mikro valovi
$3 \cdot 10^{12}$	$10^{-4}$	-
-	10 $\mu$ m	infracrveno
$3 \cdot 10^{14}$	1 $\mu$ m	-
-	-	vidljivo
-	-	ultraljubičasto
$3 \cdot 10^{17}$	1 nm	-
-	-	X - zračenje
$3 \cdot 10^{21}$	$10^{-13}$	-
-	-	$\gamma$ - zračenje

neke tvari. Pri upijanju valja razlikovati upijanje u površinskom sloju ili pak upijanje po cijelom obujmu. Koeficijent odbijanja svojstven je samo za tanki sloj i stanje površine.

Upijanje (apsorpcija) energije u nekom tijelu znači da je ono povećalo svoj energijski potencijal, što znači da tijelo može zračiti energiju u prostor.

Ako je za neko tijelo  $r_\lambda = t_\lambda = 0$ , slijedi da je koeficijent upijanja 1, odnosno da tijelo potpuno upija svu primljenu energiju. Tada je to crno tijelo (teorijski pojam), dok se u drugim (stvarnim) slučajevima govori o sivom tijelu ( $a_\lambda < 1$ ). Valja napomenuti da neko tijelo može imati svojstva crnog tijela samo za zračenje određene valne duljine (npr. snijeg je gotovo crno tijelo za infracrveno zračenje).

Crno tijelo, a također i sivo tijelo zrače energiju. Plinovi zrače tzv. vrpčaste (linijske) spektre, tj. zrače energiju na svim valnim duljinama, ali se sve valne duljine ne zrače istom jakošću. Omjer izračene energije je sivog i crnog tijela istih temperatura jest koeficijent zračenja (emisije). Kirchoffov zakon predstavlja jednakost koeficijentata zračenja i upijanja, tj. tijelo zrači onoliko energije koliko je primilo. Budući da koeficijent zračenja tijela ovisi o valnoj duljini, izračivi (emisijski) spektar općenito nije sličan spektru crnog tijela.

Raspodjela toka izračene energije  $E_\lambda$  za jedinične razmake valne duljine ( $d\lambda = 1$ ) pri nekoj temperaturi  $T$  ovisi o valnoj duljini  $\lambda$ , što je sadržano u Planckovom zakonu:

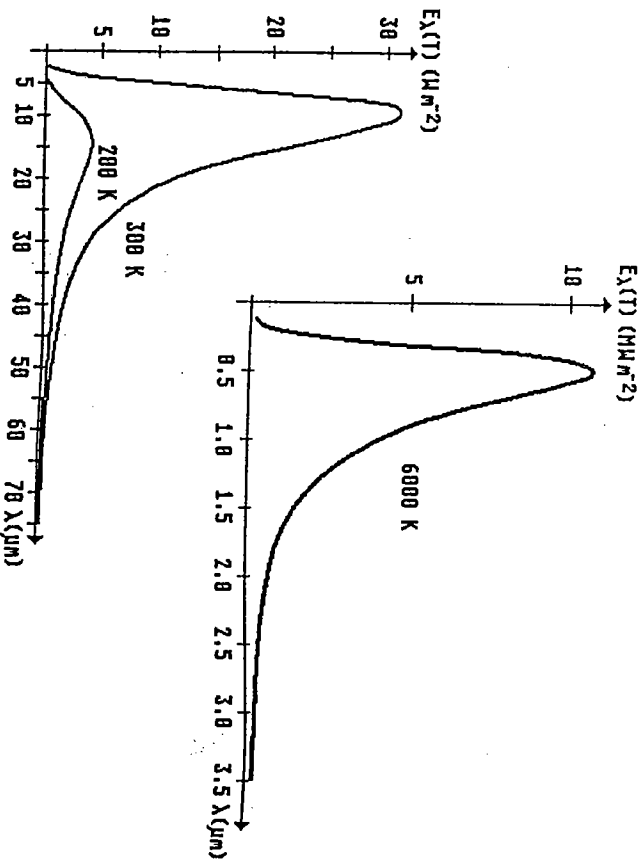
$$E_\lambda(T) = \frac{2 \pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda k_B T} - 1}, \quad (4.4)$$

pri čemu je  $h$  Planckova konstanta ( $h = 6.626 \cdot 10^{-34}$  J s),  $k_B$  Boltzmannova konstanta ( $k_B = 1.3806 \cdot 10^{-23}$  J/K), a  $c$  brzina svjetlosti ( $c = 2.997925 \cdot 10^8$  m/s). Razdioba te energije vrlo je ovisna o temperaturi i valnoj duljini, što se vidi na slici 4.1. Tako je pri temperaturi 200 K najveća energija blizu  $5 \text{ W m}^{-2}$ , za 300 K (temperatura na Zemlji) je preko  $30 \text{ W m}^{-2}$ , dok je pri 6000 K (temperatura na Suncu) osjetno veća i prelazi  $10^7 \text{ W m}^{-2}$ . Nadalje, što je veća temperatura, to je najveća energija pomaknuta prema manjim valnim duljinama.

Ukupna energija koju zrači neko tijelo po svim valnim duljinama  $E(T)$  dana je Stefan-Boltzmannovim zakonom:

$$E(T) = \epsilon \sigma T^4, \quad (4.5)$$

gdje je  $\epsilon$  faktor razmjernosti ( $\epsilon \leq 1$ ),  $\sigma$  Stefan-Boltzmannova konstanta ( $\sigma = 5.670 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ). Faktor razmjernosti  $\epsilon$  brine o tome je li neko tijelo crno ( $\epsilon = 1$ ) ili sivo ( $\epsilon < 1$ ).



Sl. 4.1. Energija izračivanja crnog tijela prema valnim duljinama u ovisnosti o temperaturi

Najveće vrijednosti zračene energije nekog tijela pri različitim temperaturama opisuje Wienov zakon:

$$\lambda_{\text{max}} T = \text{const.} = 2.8978 \cdot 10^{-3} \text{ m K}, \quad (4.6)$$

gdje  $\lambda_{\text{max}}$  označava onu valnu duljinu kojom tijelo na temperaturi  $T$  zrači najviše energije (sl. 4.1). Temperatura određena iz Wienovog zakona je temperatura boje, a ona određena iz Stefan-Boltzmannova zakona je temperatura zračenja. Nejednakost tih temperatura za neko tijelo znači da ono nije crno tijelo.

Odbijanje (refleksija) može biti raspršeno (difuzno) i usmjereno (pravilno). Stoga se koeficijent odbijanja (refleksije)  $r_\lambda$  može rastaviti na dva dijela:

$$r_\lambda = r_{\lambda d} + r_{\lambda r}, \quad (4.7)$$

gdje je  $r_{\lambda d}$  koeficijent raspršenog odbijanja (difuzne refleksije), a  $r_{\lambda r}$  koeficijent usmjerenog odbijanja. Za glatku površinu  $r_{\lambda d}$  je manji od  $r_{\lambda r}$ , dok je za sitnu hrapavu površinu  $r_{\lambda d}$  veći od  $r_{\lambda r}$ . Pod sitnom hrapavom površinom razumijavaju se dijelovi površine ili čestice čije dimenzije mogu biti najviše za jedan red veličine veće od valne duljine upadnog zračenja.

Raspršeno odbijanje (difuzna refleksija) energije najčešće se događa u sredini gdje ima mnogo sitnih čestica. Budući da čestice nisu istih dimenzija, postoji ovisnost raspršenja upadne energije o valnim duljinama. Čestice vrlo malih dimenzija daju vrlo veliko raspršenje zračenja malih valnih duljina, a čestice većih dimenzija podjednako rasipaju u svim dijelovima spektra. Rayleighov zakon vrijedi za čestice čija je veličina jedan red veličine manja od valne duljine upadnog zračenja:

$$k_{d1} = \frac{32 \pi^3}{3 N \lambda^4} (m - 1)^2, \quad (4.8)$$

gdje je  $k_{d1}$  koeficijent raspršenja na sitnim česticama (otprje između raspršene i upadne energije),  $N$  broj molekula u jedinici obujma,  $m$  indeks loma sredine (o lomu u točki 12.5). Zbog toga se u atmosferi obično mnogo više rasipa ultraljubičasti, ljubičasti i plavi dio spektra, jer se upadno zračenje raspršava uglavnom na molekulama zraka (plavehtilo neba).

Kod čestica veličine istog reda do reda veličine većeg od valne duljine upadnog zračenja zakoni raspršavanja znatno su složeniji (Mieova teorija):

$$k_{d2} = N \pi r^2 f(\chi), \quad (4.9)$$

gdje je  $k_{d2}$  koeficijent raspršenja na krupnijim česticama,  $r$  poluprijer čestice,  $f(\chi)$  je funkcija u kojoj je  $\chi = (2 \pi r) / \lambda$ .

Za čestice dimenzija većih za jedan red veličina od valne duljine upadnog zračenja i veće, sve više dolazi do izražaja usmjereno (pravilno) odbijanje, tj. geometrijska optika.

Propuštanje (transmisija) zračenja je svojstvo propusnosti slojeva tijela kroz koje prolazi zračenje. To svojstvo je promjenljivo i ovisi o

valnim duljinama. Količina propuštene energije  $E_{t\lambda}$  ovisi i o duljini puta  $\ell$  zračenja kroz tijelo:

$$E_{t\lambda} = E_{\lambda} e^{-k_t \ell}, \quad (10)$$

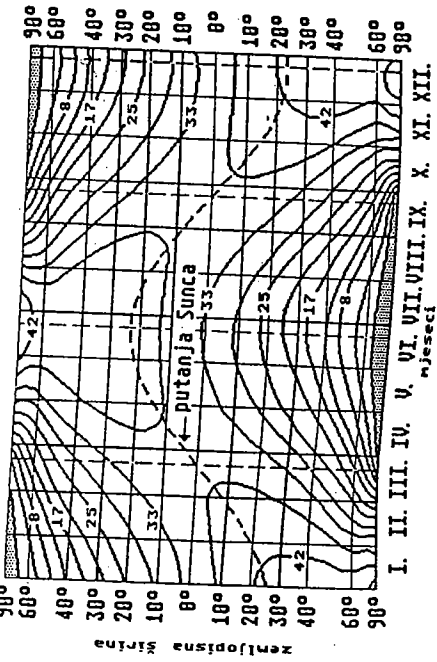
gdje je  $E_{\lambda}$  upadna energija, a  $k_t$  koeficijent propuštanja (transmisije).

#### 4.2. Sunčevo zračenje i atmosfera

Kako se iz dana u dan postupno mijenja udaljenost Zemlje od Sunca, tako se postupno mijenja i jakost Sunčeva zračenja koje dolazi na gornju granicu atmosfere. Za standardnu mjeru Sunčeva zračenja upotrebljava se ona energija koja postoji na gornjoj granici atmosfere, kada se Zemlja na srednjoj udaljenosti od Sunca. Ta standardna mjera zove se Sunčeva (solarna) konstanta, i znači tok energije Sunčeva zračenja u jedinici vremena na jedinicu površine - okomite na upadno zračenje u gornjoj granici atmosfere pri srednjoj udaljenosti Zemlje od Sunca. Valja napomenuti da Sunčeve zrake ne dolaze na Zemlju paralelno, već se vrlo malo razilaze. U praksi, zbog vrlo velike udaljenosti Zemlje od Sunca, drži se da su zrake paralelne. Inače se Sunce vidi sa Zemlje pod kutom između  $31' 28''$  i  $32' 33''$ , što znači pod kutom približno  $1/20$ .

Mjerenjima i računanjima utvrđena je veličina Sunčeve (solarne) konstante  $S_0 = 1.370 \text{ kW m}^{-2}$ , premda se pravi iznos zračenja mijenja tijekom godine u razmaku od  $1.340$  do  $1.431 \text{ kW m}^{-2}$ .

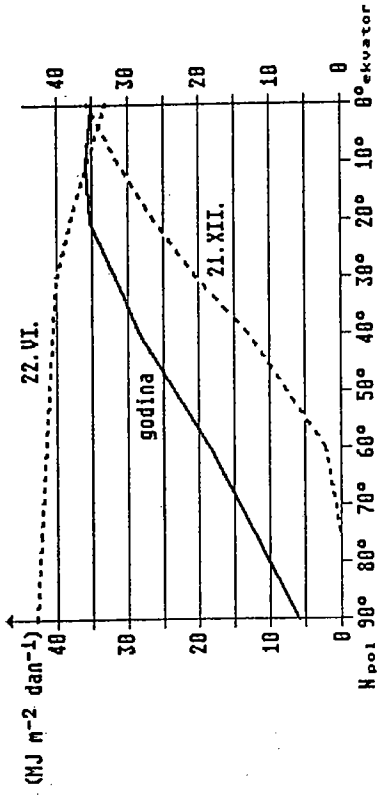
Glavina spektra Sunčeva zračenja podijeljena je na tri područja: ultraljubičasto područje valnih duljina od  $0.2$  do  $0.4 \mu\text{m}$  ( $8.1\%$  energije) vidljivo od  $0.4$  do  $0.76 \mu\text{m}$  ( $45.1\%$  energije) i infracrveno područje od  $0.76$  do  $24 \mu\text{m}$  ( $46.8\%$  energije). Prema Planckovu zakonu najveća je energija Sunčeva zračenja pri valnoj duljini  $\lambda_{\text{max}} = 0.474 \mu\text{m}$ . Razdioba



Sl. 4.2. Razdioba Sunčeve energije ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ ) na gornjoj granici atmosfere tijekom godine prema zemljopisnoj širini

zračenja na gornjoj granici atmosfere, prije svega, određena je astronomskim čimbenicima (revolucija, vrtnja i nagib osi Zemlje) i zemljopisnom širinom. Razdioba zračenja na Zemlji prikazana je na slici 4.2.

Prvim pogledom na sliku možemo se zabuniti, npr. u lipnju izgleda nelogično da je najveće zračenje na N polu. To je ipak točno, ali ne zato što je na polu najveće Sunčevo zračenje, već zbog toga što je dnevno trajanje zračenja gotovo 24 h (polarni dan). Razdioba Sunčeve energije na sjevernoj polukugli na pojednostavnjenoj slici 4.3. pokazuje za vrijeme afela (u lipnju) povećanje energije s povećanjem zemljopisne širine, dok je velik pad u perihelu (u prosincu), tako da se u godišnjem prosjeku Sunčevo zračenje smanjuje s porastom zemljopisne širine.



Sl. 4.3. Razdioba Sunčeve energije na gornjoj granici atmosfere za 22. lipanj, 21. prosinac i godinu prema zemljopisnoj širini

Promjene zračenja zbog zemljopisne širine mogu poslužiti za određivanje pojaseva Sunčeve (solarne) klime (ekvatorski pojas  $0 - 10^\circ$ , tropski pojas  $10 - 25^\circ$ , suprotropski pojas  $25 - 35^\circ$ , pojas umjerenih širina  $35 - 60^\circ$ , subpolarni pojas  $60 - 75^\circ$  i polarni pojas  $75 - 90^\circ$ ). Dnevno zračenje na nekom mjestu Zemlje ovisi o upadnom kutu Sunčevih zraka na plohu. Nadalje, zbog različite duljine dana ukupno zračenje se također mijenja.

#### 4.3. Upijanje i raspršenje Sunčeva zračenja u atmosferi; albedo

Sunčevo zračenje koje dolazi do Zemlje djelomično se odbija, a djelomično ulazi u atmosferu, te prolaskom kroz nju nastaju stanovite promjene koje se očituju u slabljenju toka zračenja.

Plinovi imaju svojstvo da vrpčasto (selektivno) ili potpuno upijaju dio spektra zračenja. Koeficijent upijanja (apsorpcije) ovisi o valnoj duljini zračenja i o stanju plina. Upijanjem zračenja molekule mijenjaju temperaturu, kemijski sastav i električna svojstva. Važno je pripomenuti da se donji dijelovi atmosfere upijanjem Sunčeve energije slabo zagrijava (1 do  $2^\circ\text{C}$ ) zagrijavanje je vezano za druge procese. Kemijski i

električni procesi osobito se iskazuju u višim slojevima atmosfere (iono-sfera). Upijena energija zračenja ovisi o gustoći plina i o debljini sloja kroz koji prolazi zračenje, iz čega proizlazi da promjene upijanja Sunčeva zračenja nastaju zbog promjena količine plinova i drugih primjesa.

Glavni atmosferski plinovi dušik i kisik upijaju Sunčevo zračenje u visokim slojevima atmosfere (visoke temperature), tako da do Zemljine površine ne dopire zračenje čija je valna duljina u području od 0.02 do 0.2  $\mu\text{m}$ . Ozon jako upija u ultraljubičastom dijelu spektra, gotovo potpuno u razmaku valnih duljina od 0.1 do 0.285  $\mu\text{m}$ . Upija i malo elektromagnetskog zračenja u vidljivom dijelu spektra. Ugljik-dioksid uglavnom upija infracrveno zračenje u valnim duljinama od 2.6 do 2.8  $\mu\text{m}$ . Vodena para upija u infracrvenom dijelu spektra. Upija energiju oko para upija oko 15 % energije Sunčeva zračenja, tj. mnogo više nego ozon i ugljik-dioksid. Svi ostali atmosferski sastojci vrlo slabo upijaju Sunčevo zračenje. Tekuće i krute atmosferske primjese nevrpčasto (neselektivno) upijaju zračenje. Ovisno o njihovoj količini razmjerna je i količina upijenog zračenja.

Promatrajući količinu upijene Sunčeve energije, može se zaključiti da atmosfera djeluje kao prozor osunčavanja (insolacije) koji je otvoren u području od 0.32 do 0.9  $\mu\text{m}$ . O upijanju dugovalnog zračenja govorit ćemo kasnije.

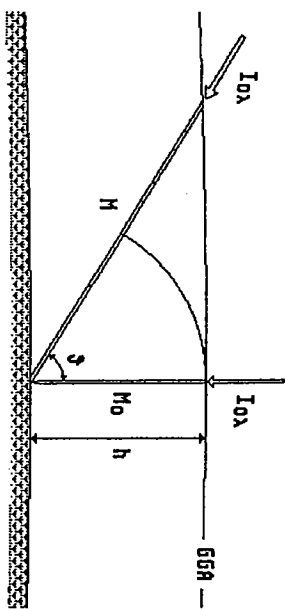
Raspršenje (difuziju) zračenja izazivaju molekule plinova i čestice koje lebde u atmosferi. Kad zračenje padne na neku molekulu ili česticu, pobudi je na titranje i ona postaje novi izvor elektromagnetskog zračenja. Svu primlenu energiju izvor predaje dalje u svim smjerovima, a njezina jakost ovisi o veličini i svojstvima izvora. Raspršena Sunčeva energija najviše se širi atmosferom u onom smjeru u kojem je i došla do atmosfere. Raspršeno zračenje u atmosferi djelomično dolazi do Zemljine površine, a djelomično se vraća u svemir. Zahvaljujući raspršenju, mogu se vidjeti predmeti u sjeni. Valja znati da raspršenje, osim o veličini čestice na kojima se događa, ovisi i o valnim duljinama zračenja.

Sunčevo zračenje koje dolazi do Zemljine površine nije samo oslabljeno, već su mu se promijenile i odlike, što znači da se promijenio i odnos energije koju donose kraći i duži valovi. Slabljenje Sunčeva zračenja ovisi o fizickom stanju atmosfere (sadržaj plinova koji upijaju zračenje, atmosferskim primjesama, oblacima, magli i drugo) zemljnoj udaljenosti Sunca i nadmorskoj visini. Energija koju prima neka jedinica na površina Zemlje, ovisi i o nagibu te površine u odnosu prema vodoravnoj ravni.

Jakost (intenzitet) zračenja neke valne duljine nakon prolaza kroz sloj zraka atmosfere  $I_\lambda$  dan je Lambert-Beer-Bougetovim zakonom:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\tau_\lambda(h)}, \quad 4(11)$$

gdje je  $I_{0\lambda}$  jakost (intenzitet) zračenja valne duljine na gornjoj granici atmosfere (GGA),  $h$  debljina atmosfere, a  $\tau_\lambda(h)$  optička debljina atmosfere, koja se naziva i optička masa  $M$ . Ovisnost optičke mase o zenitnoj udaljenosti Sunca  $\varphi$  dana je na slici 4.4. i tablici 4.2.



Sl. 4.4. Optička masa atmosfere

Tabl. 4.2. Optička masa atmosfere u ovisnosti o zenitnoj udaljenosti Sunca

Zenitna udaljenost Sunca, $\varphi$ ( $^\circ$ )	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85	87	89	90
Optička masa	1.00	1.02	1.06	1.15	1.30	1.55	1.99	2.90	5.60	10.32	15.18	26.30	38.24

Iz tablice je uočljivo da atmosfera ima optičku masu 2 pri zenitnoj udaljenosti Sunca  $60^\circ$ , dok je u smjeru horizonta optička masa približno 38 puta veća od optičke mase u smjeru zenita. Slabljenje energije zračenja uz godišnje promjene ovisi o dobu dana. U jutarnjim, odnosno večernjim satima, kada je Sunce blizu horizonta, njegove zrake prevlađuju kroz atmosferu dugačak put, dok je u podne taj put kratak. Kaže se da je optička masa atmosfere oko podneva mala, a za vrijeme izlaska i zalaska Sunca velika. Posljedica je da je jakost zračenja u podne veća od one prije ili poslijepodneva.

Sunčevo zračenje pada na vodoravnu površinu na Zemlji  $I_z$ , ovisi o jakosti Sunčeva zračenja  $I$  te zenitnoj udaljenosti Sunca  $\varphi$ :

$$I_z = I \cos \varphi. \quad 4(12)$$

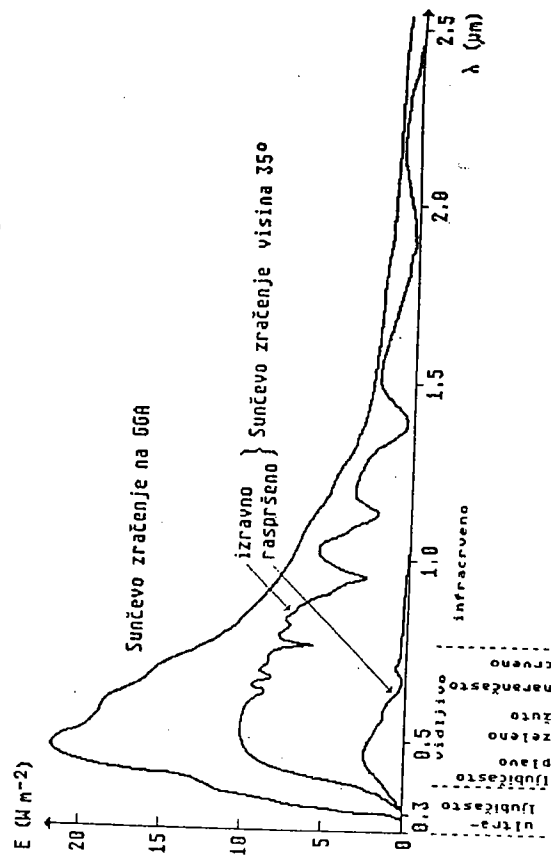
Učinak zračenja na podlogu izrazit je prilikom obasjavanja brdovitog područja, tj. mnogo se jače zagrijavaju površine na koje zračenje pada okomito.

Tabl. 4.3. Sunčevo zračenje s promjenom nadmorske visine u području Alpa

Mjesto	Visina (m)	Zračenje ( $\text{KW m}^{-2}$ )
Davos	1 600	1.11
Zugspitze	2 960	1.17
Sonnblick	3 100	1.19
Jungfrau	3 460	1.21
Monte Rosa	4 560	1.24

Već je spomenuto da se energija zračenja mijenja s visinom, a kakva je promjena Sunčeva zračenja s nadmorskom visinom u području Alpa, prikazano je u tablici 4.3.

Sunčeva energija koja dolazi do Zemljine površine, nakon prolaska kroz atmosferu, u obliku je izravnog i raspršenog (difuznog) zračenja, što se zajedno zove ukupno (globalno) zračenje. Slabljenje zračenja u višim slojevima atmosfere čini se ponajprije vrpčastim upijanjem plinova, dok je u donjem sloju izraženo nevrpčasto upijanje i raspršenje u plinovima i drugim sastojcima zraka. Upijanjem i raspršenjem slabe svi dijelovi spektra, a najviše ultraljubičasti dio. Zbog toga se pri prolasku kroz atmosferu najveća vrijednost Sunčeve radijacije pomiče od kratkovalnog prema dugovalnom dijelu, te je na Zemljinoj površini otprilike 0.56  $\mu\text{m}$  (sl. 4.5). Odnos zračenja ultraljubičastog, vidljivog i infracrvenog dijela spektra nakon prolaza zračenja kroz atmosferu mijenja se, te je na Zemljinoj površini 1:40:59. Taj odnos koleba ovisno o zenitnoj udaljenosti Sunca i sa sastavom zraka. Što je Sunce bliže horizontu, to je ultraljubičasti spektar manji, a raste infracrveni spektar.



Sl. 4.5. Razdioba Sunčeva i raspršenog zračenja po valnim duljinama (Eimem i Häckel, 1979)

Jakost raspršenog zračenja ovisi o prozračnosti atmosfere. Što je prozračnost slabija, tj. što je veće raspršenje, količina energije koju donosi izravno Sunčevo zračenje bit će manja, dok će energija raspršenog odbijanja biti sve veća. Raspršeno će zračenje u odnosu na izravno biti to veće što u atmosferi ima više oblaka, posebno u slučajevima kada je Sunce blizu horizonta. Kada dobro razvijeni gust oblak prekrije Sunce, praktično nema izravnog zračenja. Dio raspršenog zračenja je i Sunčevo zračenje, koje se poslije odbijanja na Zemljinoj površini raspršeno odbija

u atmosferi. To je izraženo onda kada je površina prekrivena snijegom i ledom. Srednja godišnja raspodjela Sunčeva zračenja koja dolazi do Zemljine površine i koja je upijena u atmosferi i u podlozi za vedra vremena, odnosno srednje naoblake za pojedinu zemljopisnu širinu, s promjenom te širine tijekom dana prikazana je u tablici 4.4. U navedenoj tablici važni su podaci koji prikazuju koliko energije dođe do Zemljine površine u uvjetima srednje naoblake (stupac: ukupno/naoblaka) i koliko te energije upija podloga (podloga/naoblaka). Uočljivo je da najviše energije leži u područjima zemljopisnih širina oko 20°. To su područja s malom naoblakom (vedrina), odnosno tu su najveće svjetske pustnije i najviše temperature.

Tabl. 4.4. Prosječno godišnje Sunčevo zračenje koje dolazi do Zemljine površine i upijanje u atmosferi i u podlozi za vedro vreme i uz srednju naoblaku za pojedinu zemljopisnu širinu tijekom dana

Zemljopisna širina ( $^{\circ}$ )	Zračenje ( $10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ )				Upijanje ( $10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ )				
	Izravno		Raspršeno		Ukupno		Atmosfera		Podloga
	vedro	vedro	vedro	naoblaka	vedro	naoblaka	vedro	naoblaka	
0	20.0	3.9	23.9	17.2	8.1	8.0	16.0		
10	19.9	3.7	23.6	18.0	7.8	7.7	16.5		
20	19.5	3.5	22.9	18.9	7.2	7.0	17.1		
30	18.6	3.1	21.7	18.3	6.3	5.9	16.3		
40	16.6	2.9	19.5	15.0	5.5	5.1	13.5		
50	14.2	2.6	16.8	11.6	4.8	4.2	10.6		
60	11.3	2.3	13.6	8.5	4.0	3.2	7.7		
70	9.4	2.1	11.6	6.7	3.4	2.4	5.6		
80	8.2	2.0	10.3	6.2	3.4	2.2	4.0		
90	7.4	2.0	9.4	6.3	3.4	2.1	2.8		
Zemlja	16.9	2.9	19.8	15.1	6.4	5.7	13.6		

Izravno i raspršeno zračenje imaju izraziti dnevni hod, a najveće vrijednosti postižu pri najvećoj visini Sunca, tj. u mjesno podne. Kako se mijenja ukupno zračenje tijekom godine, prikazuje tablica 4.5.

Tabl. 4.5. Ukupno zračenje tijekom godine, Zagreb - prosjek za razdoblje 1958-1967. ( $10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dan}^{-1}$ )

Mjesec	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Zračenje	3.7	6.5	9.7	14.7	19.2	20.6	21.3	18.7	14.0	8.3	3.6	2.6
												11.9

Albedo (odrazivost) ili sposobnost odbijanja Sunčeva zračenja od podloge određena je omjerom odbijenog i upadnog zračenja, a izražava



se u postocima. Vrijednosti albedo mijenjaju se u širokim granicama, što ovisi o kakvoći podloge, sadržaju vlage, upadnog kuta Sunčevih zraka i valne duljine zračenja (tabl. 4.6).

Tabl. 4.6. Prosječne vrijednosti albeda za razne podloge

Podloga	Albedo (%)	Podloga	Albedo (%)
svježi snijeg	70-90 (98)	bjelogorična šuma	16-27
stari snijeg	40-70	cmogorična šuma	6-19
snijeg koji kopni	30-65	pijesak	15-30
suho polje	12-20	granit	12-18
vlažno polje	5-14	krš	29
žitarice	10-25	asfalt	15
sjenokoša	17-32	grad	10-20
zelena trava	16-27	visoki oblaci	20-25
suha trava	16-19	srednji oblaci	40-60
puštinja i savana		niski oblaci	55-75
u suho doba	25	oblaci uspravnog razvika	65-85
stepa i savana		vođena površina	2-80
u vlažno doba	18		

Iz tablice se može vidjeti da se albedo uglavnom kreće od 10 do 30%. Veći je za suhu podlogu nego za vlažnu, a osobito je povećan za svjetlije i glatke podloge u odnosu na tamnije i hrapave. Izrazito velike vrijednosti jesu za svježi i hladni snijeg, posebice ako je Sunce nisko iznad horizonta te za oblake koji su uspravno razvijeni. Albedo vodenih površina u prosjeku je manji od kopnenih. Međutim, ako je Sunce nisko nad horizontom, albedo se naglo povećava (tabl. 4.7). Kako se stanje kopnenih i vodenih površina te naoblake stalno mijenja i kako se mijenja kut Sunčeva zračenja, albedo je vrlo promjenljiva veličina. Zbog toga, u raznim razmatranjima uzima se njegova prosječna vrijednost za pojedine dijelove Zemljine površine, a posebno za nju kao cjelinu. Ukupni albedo oblika za cijelu Zemlju iznosi otprilike 24%, atmosfera odbija 7%, a Zemljina površina 4%, tako da Zemlja u cjelini odbija oko 35% energije koju prima od Sunca. Stvarna vrijednost albeda mijenja se svakodnevno, što najviše ovisi o naoblaci.

Tabl. 4.7. Albedo vodene površine

Zemlina udaljenost	0	20	40	50	60	70	80	85	88
Albedo (%)	2.0	2.1	2.5	3.4	6.0	13.4	34.8	58.4	78.0

Osunčavanje (insolacija) je Sunčevo zračenje koje izravno dopire do Zemljine površine. Osunčavanje ovisi o otvorenosti horizonta, duljini vidnoga dijela dana, zemljopisnoj širini i naoblaci. Godišnje trajanje sijanja sunca u našoj je zemlji od 2 000 do 2 700 sati (Jadrani), a teorijski

može biti od 4 460 na jugu do 4 470 sati na sjeveru zemlje. U ovisnosti o zemljopisnoj širini trajanje osunčavanja raste, a njezina količina se smanjuje.

Zbirni pregled konačne razdiobe energije koju Zemlja prima od Sunca daje tablica 4.8.

Tabl. 4.8. Raspodjela Sunčeva zračenja

Proces	Energija (%)
upijanje u plinovita atmosfera	6
raspršenje u atmosferi	18
upijanje u oblaci	11
odbijanje na oblaci	24
propuštanje kroz oblake	15
upijanje u Zemljinoj površini	22
odbijanje od Zemljine površine	4
<b>Ukupna upadna energija</b>	<b>100</b>

#### 4.4. Zračenje Zemljine površine i atmosfere

Sunčeva energija koja dolazi do Zemljine površine većinom je upijena i najviše se prevrta u toplinu. Budući da se temperatura Zemljine površine ne mijenja, gledano u dugom nizu godina, već koleba oko neke srednje vrijednosti, zaključuje se da Zemlja mora isto toliku količinu energije zračiti natrag u prostor. Prema Stefan-Boltzmannovom zakonu za tu količinu energije odgovarala bi temperatura oko  $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Pritom faktor razmjernosti  $\epsilon$  za sivo tijelo ovisi o vrsti podloge (voda 0.993, snijeg 0.986, pijesak 0.949, zelena trava 0.986). Međutim, mjerenja pokazuju da je srednja temperatura za cijelu Zemlju oko  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ , pa možemo zaključiti da se Zemljina površina mora dodatno grijati (atmosfersko protuzračenje). Iz Wienova zakona slijedi valna duljina izlaza najviše veće jakosti  $\lambda_{\text{max}} = 10.1\text{ }\mu\text{m}$ . Gotovo čitavo zračenje (99%) Zemljine površine nalazi se u razmaku valnih duljina od 4 do 80  $\mu\text{m}$ , tj. nalazi se u infracrvenom dijelu spektra. Za razliku od kratkovalnog Sunčeva zračenja (0.2 - 4  $\mu\text{m}$ ), Zemljino zračenje naziva se dugovalno zračenje (engleski: long-wave radiation; njemački: langwellige Strahlung).

Zemlja neprekidno zrači dugovalno zračenje (izlaza), pritom je najjača u podnevnom satima (najviše temperature), a najmanja u ranim jutarnjim satima (najniže temperature). Dakako, te jakosti zračenja ovisne i o godišnjem dobu, već prema promjenama temperatura. Budući da je Sunčevo zračenje samo u svijetlo doba dana, na Zemljinoj površini postoje stalne razlike između kratkovalnog Sunčeva zračenja i dugovalnog Zemljina zračenja. Za vedra dana podloga prima više energije nego što je zrači, dok noću postoji samo gubitak energije. U ljetnim mjesecima podloga prima više energije nego što gubi, a u zimskim je obrnuto.

Energija zračenja Zemljine površine širi se kroz atmosferu, a samo manji dio (5%) gubi se u svemiru. Naime, propusnost atmosfere za dugovalno zračenje mnogo je manja nego za kratkovalno zračenje. Najveći dio zračenja Zemljine energije upijen je u donjim slojevima atmosfere (troposferi). Najznačajniji upijači zračenja su vodena para, ugljik-dioksid i ozon, zatim nešto malo spojevi dušika i ugljikovodika.

Vodena para znatno upija u razmaku valnih duljina od 4.0 do 8.5  $\mu\text{m}$ , slabo od 12.0 do 14.5  $\mu\text{m}$ , zatim sve jače, dok je potpuno upijanje za valne duljine veće od 18  $\mu\text{m}$ . Ugljik-dioksid malo upija oko 4.2  $\mu\text{m}$ , dok je potpuno upijanje između 13.0 i 17.0  $\mu\text{m}$ . Ozon upija energiju valne duljine 9.6  $\mu\text{m}$ . Područje između valnih duljina 8.5 i 12  $\mu\text{m}$  zove se prozor atmosfere za dugovalno zračenje, jer u tom razmaku sastojci zračka, s izuzetkom ozona, ne upijaju dugovalnu energiju zračenja. Prema tome, taj dio energije prolazi nesmetano kroz atmosferu i gubi se u prostanstvima svemira.

Osim vrpčastog (selektivnog) upijanja na plinovima postoji i nevrpčasto (neselektivno) upijanje zračenja Zemlje na atmosferskim primjesama, posebno na kapljicama vode i ledenim kristalčićima koji čine oblake.

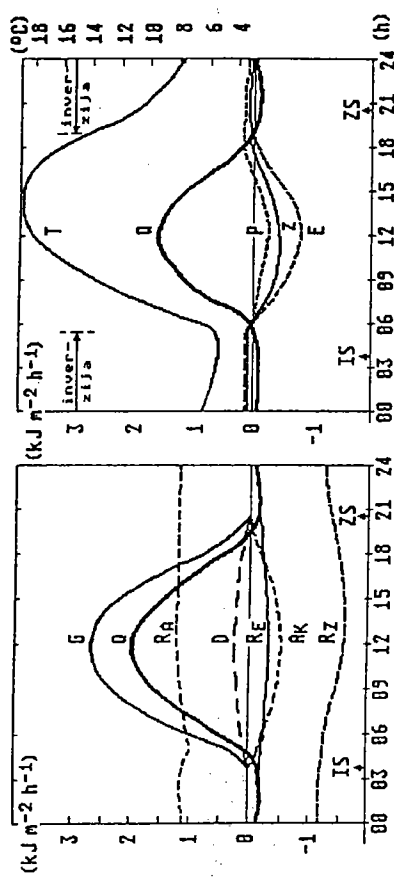
Slojevi atmosfere koji Zemljino dugovalno zračenje upijaju ujedno je i zrače. Tako se jedan dio te energije širi i gubi u svemirskim prostanstvima, a drugi, veći dio, dolazi do Zemljine površine te je zagrijava. Na taj način potlozi se vraća dio energije koju je izračila, te je ponovno upija i zrači. Taj proces teče neprekidno i zadržava energiju u sustavu, Zemljina površina - atmosfera, mnogo dulje i zbog toga je temperatura Zemljine površine veća nego što bi bila bez atmosfere. To znači da sustav, Zemljina površina - atmosfera, raspolože većom količinom energije nego što bi raspolagao da je atmosfera propusna za dugovalno zračenje.

U sustavu Zemlja - atmosfera dugovalno zračenje važno je u tvorbi Sunčeve energije (kratkovalne) u druge oblike. Zato što atmosfera protuzrači energiju i čuva Zemljinu površinu od hlađenja kaže se da se ponaša kao staklenik, te postoji tzv. učinak staklenika.

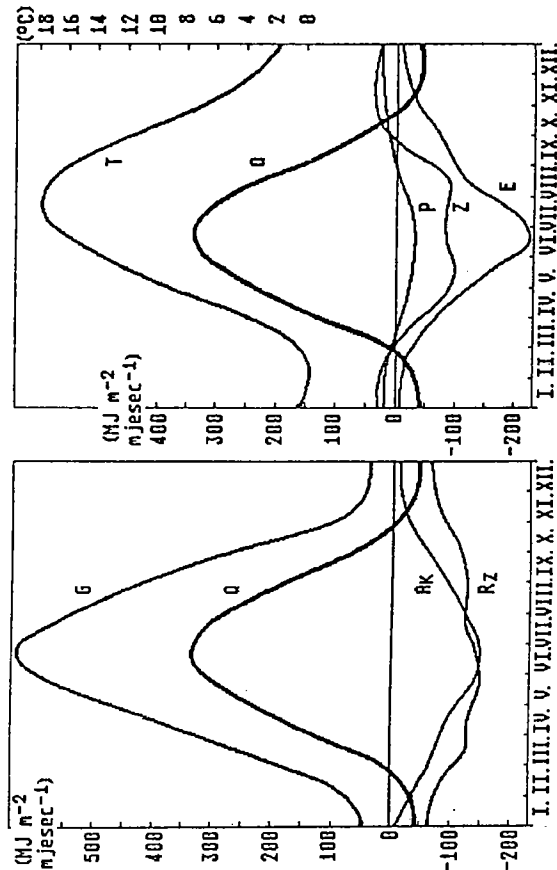
Atmosfersko protuzračenje ima svoj dnevni hod s najmanjim vrijednostima oko izlaska Sunca, a ovisi razmjerno o vlazi zraka i naoblaci. Razlika između dugovalnog zračenja podloge i atmosferskog protuzračenja zove se efektivno zračenje. Kako je temperatura atmosfere obično niža od temperature Zemljine površine, efektivno je zračenje većinom negativno. Predznak plus znači dobitak, a minus gubitak energije u odnosu prema Zemljinoj površini. Najveće su negativne vrijednosti efektivnog zračenja ljeti pri vedrom nebu. S druge strane oblačne noći u svim godišnjim dobima, pri istim ostalim uvjetima, znatno su toplije nego kada su vedre. Pri jakim temperaturnim inverzijama i velikoj vlažnosti, atmosfersko protuzračenje jače je od dugovalnog zračenja podloge.

#### 4.5. Toplinski obračun

Dnevni hodovi kratkovalnih i dugovalnih zračenja, te temperature zraka na Zemljinoj površini, prikazani su na slici 4.6. U dnevnom hodu



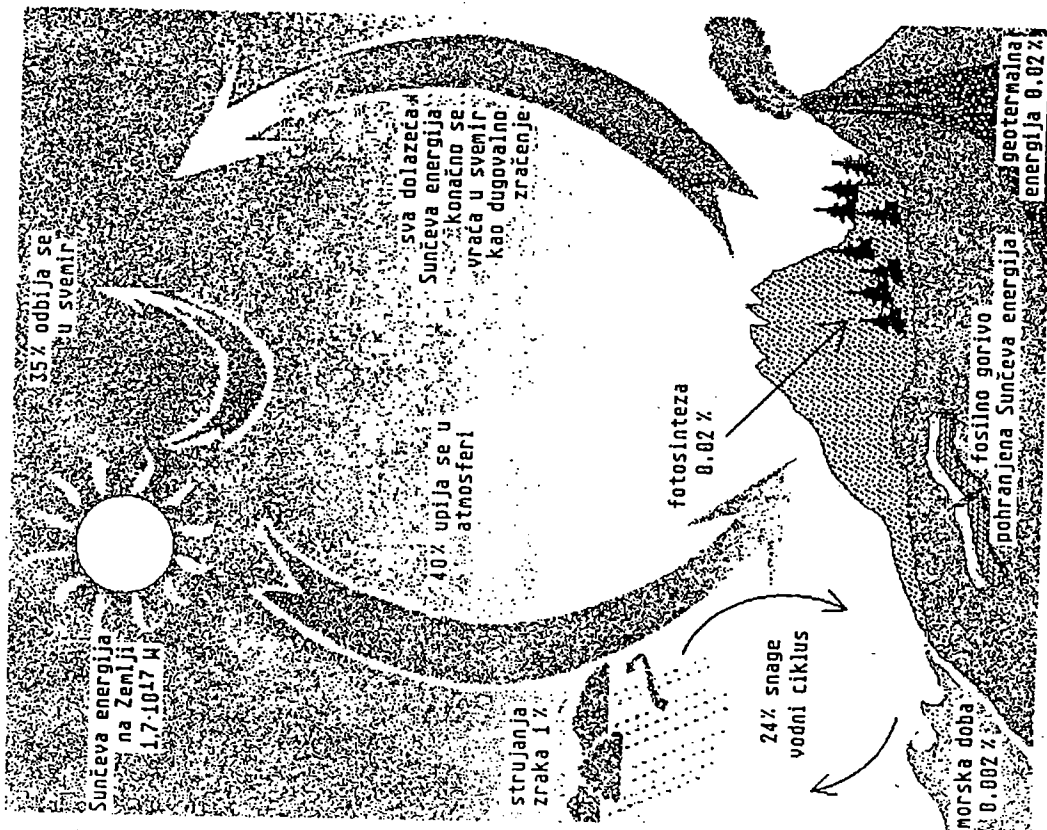
Sl. 4.6. Dnevni hodovi kratkovalnih i dugovalnih zračenja (lijevo) te tokova topline i hoda temperature zraka (desno) na Zemljinoj površini pri ljetnom vedrom danu. Hamburg. Objašnjenje u tekstu (Eimern i Häckel, 1979)



Sl. 4.7. Godišnji hodovi kratkovalnih i dugovalnih zračenja (lijevo) te tokova topline i hoda temperature zraka (desno). Kopenhagen (1955-1974). Objašnjenje u tekstu (Eimern i Häckel, 1979)

od izlaska (IS) do zalaska Sunca (ZS) jasno se uočavaju kratkovalna zračenja. Glavno mjesto zauzima ukupno (globalno) zračenje (G). Ujedno se vidi i promjena raspršenog zračenja (D) te albeda ( $A_k$ ) kao gubitak energije. Dugovalnim zračenjem Zemljina površina zrači - gubi energiju ( $R_z$ ) to više što joj je viša temperatura, međutim, atmosfersko protuzračenje ( $R_\lambda$ ) grije Zemljinu površinu. Ta dva zračenja određuju





Sl. 4.9. Energijski obračun Zemlje

# METEOROLOŠKI ELEMENTI

## 5. TEMPERATURA ZRAKA

### 5.1. Toplina i temperatura

Tvar je sastavljena od atoma i molekula, a oni su u stalnom gibanju. Kod čvrstih tijela molekule (atomi) titraju oko središta koja su pravilno raspoređena, tvoreći kristalnu rešetku. U tekućinama su međusobne udaljenosti molekula veće, međumolekulske sile su slabije, te su i molekule pokretljivije. U plinovima molekule su vrlo udaljene, međumolekulske sile vrlo su slabe, te se molekule gibaju gotovo slobodno i gotovo ne utječu jedna na drugu.

Toplina (engleski: heat; njemački: Wärme) je prijelazni oblik energije koji se prenosi između dva tijela kao rezultat razlika njihovih temperatura. Ona je zbroj kinetičke energije gibanja molekula i atoma i potencijalne energije njihovih međusobnih udaljenosti.

Temperatura (temperature; Temperatur) daje mjeru topline kao energijskog stanja neke tvari. Za neku tvar viša temperatura znači više energijsko stanje. Pritom se čestice tvari nalaze u neprestanom gibanju, a osjećaj toplijega i hladnijega ovisi o kinetičkoj energiji čestica tvari s kojom se dolazi u dodir. Temperatura je razmjerna srednjoj kinetičkoj energiji čestica tijela i zato se govori o termodinamičkoj temperaturi. Kako je kinetička energija uvijek pozitivna, pa je i termodinamička temperatura uvijek pozitivna veličina. Iz toga proizlazi da na apsolutnoj nuli prestaje svako gibanje, što vrijedi za klasičnu fiziku. Obično se temperatura ne mjeri u energijskim jedinicama.

Kelvin (K) je jedinica za temperaturu a određen je pomoću temperature trojne točke vode. Trojna točka vode je stanje s određenom temperaturom i tlakom u kojem su sve tri faze (para, voda i led) u ravnoteži. Kelvin je 1/273.16 dio termodinamičke temperature trojne točke vode. Temperatura se još izražava u Celsiusovim stupnjevima (°C). Nula stupnjeva odgovara leđištu vode, dok apsolutna nula (0 K) odgovara -273.15 °C, te postoji veza:

$$T (K) = 273.15 + t (°C) \quad 5(1)$$

Prijelaz topline s jednog tijela na drugo uzrokuje porast temperature tijela na koje prelazi toplina, a pad temperature tijela koje predaje toplinu. Naravno, uz ovo se mogu dogoditi još i druge promjene, npr. promjene agregatnih stanja. Količina topline, kao dio unutarnje energije tijela, koja prelazi na drugo tijelo zbog razlika temperatura tih tijela,

ne dovodi uvijek do istih promjena temperatura. U ovom slučaju važne su kakvoća i masa tijela, te se može pokazati da vrijedi

$$Q = c m (t_2 - t_1) \quad \text{odnosno} \quad c = \frac{Q}{m (t_2 - t_1)}, \quad (5.2)$$

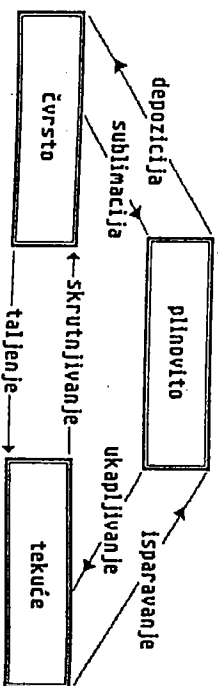
gdje je  $Q$  količina topline,  $c$  specifična toplota (specifični toplinski kapacitet),  $m$  masa tijela,  $t_2$  i  $t_1$  su konačna i početna temperatura tijela.

Specifična toplota konstanta je za male temperaturne razmake. Općenito postoji specifična toplota pri stalnom volumenu ( $c_v$ ) i specifična toplota pri stalnom tlaku  $c_p$ . Obje specifične topline praktično su jednake za tekućine i čvrsta tijela, dok se znatno razlikuju za plinove. U tablici 5.1. navedene su specifične topline nekih važnijih tvari.

Tabl. 5.1. Specifične topline nekih tvari ( $J \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )

Tvar	c	Tvar	c	Tvar	c	Tvar	c
alkohol	2 344	olovo	130	vapnenac	920	voda	4 186
aluminij	920	petrolej	2 093	željezo	473	vodena para	2 010
bakar	389	srebro	251	živa	138	zrak ( $c_p$ )	1 004
eter	2 344	staklo	800	led	2 093	zrak ( $c_v$ )	717

Svako tijelo u određenim uvjetima (temperatura, tlak) ima određeno agregatno stanje, koje ovisi o unutarnjim svojstvima tijela. Agregatno stanje će se promijeniti ako se dovoljno razmjerni toplina tijela s okolinom, te ako se promijeni dovoljno unutarnje energije tijela. Toplina koja se dovodi tijelu u procesu taljenja / isparavanja jednaka je toplini koja se u istom tijelu oslobađa prilikom skrutnjavanja / ukapljivanja (kondenzacije). Odgovarajuće vrijedi i za procese izravnog prijelaza iz čvrstog u plinovito stanje te obrnuto sublimacija / depozicija (oblaganje) (sl. 5.1).



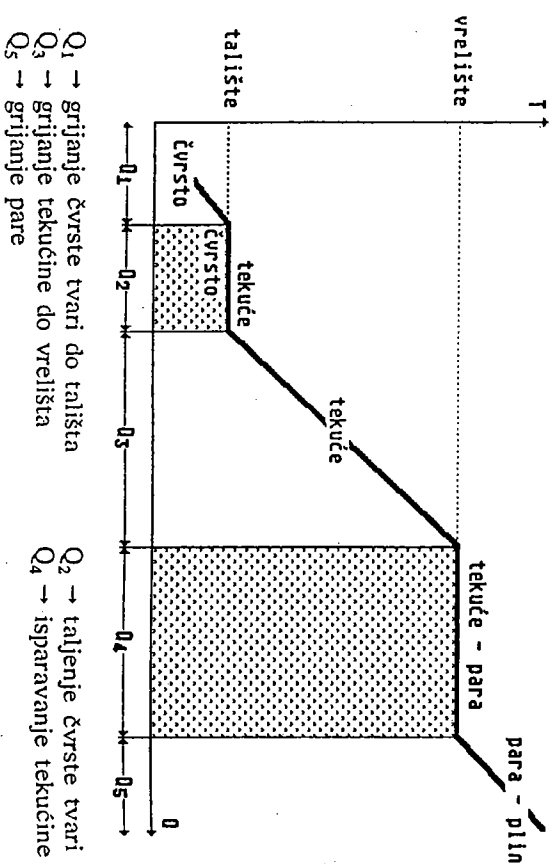
Sl. 5.1. Promjene agregatnih stanja

Latentna (pokrivena) toplota taljenja / skrutnjavanja neke tvari jest toplota koju valja dovesti / oduzeti jedinici mase kristalizirane / tekuće tvari da se pri određenoj temperaturi i tlaku pretvori u tekućinu / kristal iste temperature. Latentna toplota isparavanja / ukapljivanja je toplota koju treba dovesti / oduzeti jedinici mase tekuće / plinovite tvari da se pri određenoj temperaturi i tlaku pretvori u plin / tekućinu iste tempe-

rature. Isto se tako može govoriti i o latentnoj toplini sublimacije / depozicije. Nekoliko primjera latentnih toplota i temperatura tališta i vrelišta nekih tvari navedeni su u tablici 5.2, a procese latentnih toplota prikazuje slika 5.2.

Tabl. 5.2. Latentne topline taljenja i isparavanja te temperature tališta i vrelišta

Tvar	Toplina taljenja (kJ/kg)	Talište (°C)	Toplina isparavanja (kJ/kg)	Vrelište (°C)
alkohol		- 117	854	78
aluminij	394	660	8372	
bakar	204	1 083	7367	2595
eter		- 116	377	34.5
olovo	229	327	921	1735
petrolej			314	110
srebro	109	961	2177	
željezo	270	1 536	6781	3000
živa	118	- 38.4	297	357
voda/led	333.6	0	2260	100
zrak			0.197	- 193



Sl. 5.2. Procesni grijanja tvari (toplina utrošena na...)

$Q_1 \rightarrow$  grijanje čvrste tvari do tališta  
 $Q_2 \rightarrow$  grijanje tekućine do vrelišta  
 $Q_3 \rightarrow$  grijanje pare  
 $Q_4 \rightarrow$  taljenje čvrste tvari  
 $Q_5 \rightarrow$  isparavanje tekućine

Ovdje valja spomenuti još nekoliko činjenica. Osim tališta postoji i temperatura krutišta na kojoj se tijelo kristalizira. Ako su te temperature jednake, tijelo je kristalinično. Nadalje, tijelo može prelaziti u plinovito stanje ishlapljivanjem ili vrenjem. Ishlapljivanje je proces koji se zbiva na slobodnoj površini tvari pri svakoj temperaturi, a intenzivnije

je što je veća temperatura, veća slobodna površina i što u okolici ima manje pare. Vrenje je proces u kojem tekućina pri određenoj temperaturi prelazi u stanje pare, a prijelaz se događa u čitavom obujmu.

Iz prije navedenih podataka uočavaju se neka svojstva, posebno vode i zraka te tvari od kojih je izgrađeno tlo. Tako je specifična toplota leda dva puta manja od specifične topline vode, odnosno drugačije rečeno: 1 kg vode se dvostruko sporije grije nego 1 kg leda. Specifična toplota tvari koje čine površinu tla još je manja, a tlo se relativno lako grije i hladi. Pri objašnjenju što je to latentna toplota topljenja, tj. razlika energija jedinice mase tekućine i jedinice mase čvrstog tijela na temperaturi topljenja, može poslužiti primjer miješanja leda temperature 0 °C i mase 1 kg s vrućom vodom temperature 80 °C i mase 1 kg, nakon čega se dobiva 2 kg vode temperature 0 °C. Ovdje valja naglasiti da se topljenjem leda troši latentna toplota. Stoga se snižuje temperatura vode. Obratno, pri skrutnjivanju se oslobađa latentna toplota. Slično bi se moglo prikazati i za latentnu toplinu isparavanja, samo što su razlike još izraženije jer je latentna toplota isparavanja višestruko veća od latentne topline taljenja, za vodu skoro 7 puta. Sve prije navedeno važno je pri zagrijavanju atmosfere i Zemljine površine. Za atmosferske procese posebno je važno oslobađanje latentne topline pri ukapljivanju, dok je isparavanje praćeno hlađenjem.

Općenito, tijela se zagrijavanjem šire jer zbog toplinskog gibanja molekula u tijelu slabe unutarnje veze. Za tekućine i čvrsta tijela vrijedi:

$$\alpha = \alpha_0 (1 + \xi t). \quad 5(3)$$

Ovdje je  $\alpha$  obujam (volumen) tijela poslije zagrijavanja,  $\alpha_0$  pri temperaturi 0 °C,  $\xi$  je kubni koeficijent širenja, a  $t$  temperatura (u °C). Temperaturno rastezanje tijela koristi se za mjerenje temperature. Tipičan primjer je živin termometar.

Voda ne slijedi u potpunosti ovaj zakon. Njezino nepravilno ponašanje zove se anomalija vode. Obujam vode je najmanji pri temperaturi oko +4 °C, a povećava se grijanjem ili hlađenjem u odnosu prema ovoj temperaturi. Zbog toga se mora, jezera i rijeke zimi zaleduju od površine, a ne od dna, pa je time omogućen život u vodi i zimi. Nadalje, smrzavanje vode i širenje leda u pukotinama kamena uvjetuje njegovo pucanje.

Iz dosadašnjih razmatranja uočljivo je da je prijenos i pretvorba toplinske energije iz jednoga dijela prostora u drugi vrlo složen proces. Pritom se ta izmjena energije u atmosferi i na Zemljinoj površini odvija bez posredničke uloge čestica neke tvari, što je zračenje ili posredstvom čestica tvari vođenje (kondukcija) i prenošenje (konvekcija). Naravno, pritom i ta tvar doživljava određene promjene.

## 5.2. Osnovne zakonitosti idealnog plina

U modelu idealnog plina molekule se drže sitnim česticama koje su međusobno vrlo udaljene, a gibaju se velikim brzinama, dok su međusob-

ni sudari pretežno elastični. Međumolekulske sile zanemarivo su slabe, a važne su tek kada su udaljenosti između molekula relativno male.

Suh zrak kao smjesa plinova drži se idealnim plinom, tj. svi zakoni idealnog plina mogu se primijeniti na njega. Naime, u uobičajenim uvjetima tlaka, temperatura pri kojoj dolazi do ukapljivanja zraka jest -193 °C i niža je od kritične temperature (plinovi iznad kritične temperature ne mogu biti u tekućem stanju neovisno o povećanju tlaka). Voden para je u atmosferi ispod kritične temperature (374 °C). Stoga je ona para, a ne plin. Tek iznad kritične temperature vodena para je plin. Ipak, zakonitosti idealnog plina mogu se dobro primijeniti na vodu paru. Vlažni zrak kao smjesa suhog zraka i nezasićene vodene pare (točka 7.2) također se ponaša kao idealni plin.

Osnovne su veličine koje određuju stanje nekog plina tlak (više u točki 6.1), obujam (volumen) i temperatura. Kad se zagrijavaju plinovi, može im se uz temperaturu mijenjati i obujam i tlak. Općenito se razlikuje grijanje uz stalni tlak i uz stalni obujam.

Gay-Lussacov zakon vrijedi za širenje plinova uz stalan tlak:

$$\alpha = \alpha_0 (1 + \psi t), \quad \psi = 1/273.15 \quad p = \text{const.} \quad 5(4)$$

gdje je  $\alpha$  obujam plina poslije grijanja,  $\alpha_0$  pri 0 °C,  $\psi$  kubni koeficijent širenja plina, a  $t$  temperatura u °C. Ovakav proces zbog stalnog tlaka zove se izobarni proces.

Charlesov zakon vrijedi pri promjeni tlaka uz stalni obujam, i to je izosterni proces:

$$p = p_0 (1 + \psi t), \quad \psi = 1/273.15 \quad \alpha = \text{const.} \quad 5(5)$$

pri čemu je  $p$  tlak plina poslije grijanja,  $p_0$  pri 0 °C,  $\psi$  znači koeficijent promjene tlaka koji je brojčano jednak kubnom koeficijentu širenja plina.

Boyle-Marriotev zakon pokazuje ovisnost tlaka plina o obujmu pri stalnoj temperaturi, izotermni proces:

$$p \alpha = p_1 \alpha_1 = \text{const.} \quad t = \text{const.} \quad 5(6)$$

Daltonov zakon kaže da je ukupni tlak smjese plinova (koji kemijski ne djeluju) jednak zbroju tlakova svakog pojedinog plina:

$$p = \sum_{i=1}^n p_i \quad 5(7)$$

## 5.3. Plinska jednadžba

Izrazi 5(4) do 5(6) određuju stanje nekog plina kad je jedna od veličina (tlak, obujam i temperatura) stalna. Međutim, one se mogu istodobno mijenjati. Ovo njihovo ponašanje opisuje Clapeyronova jednadžba:

$$p \alpha = p_0 \alpha_0 (1 + \psi t).$$

Uvođenjem termodinamičke temperature jednadžba se može pisati:

$$\frac{p}{T} \alpha = \frac{p_0}{T_0} \alpha_0 = \text{const.} \quad 5(8)$$

Takav oblik plinske jednadžbe (equation of state; Zustands Gleichung), vrijedi za bilo koju količinu plina, posebno kada se uspoređuju dva ili više stanja iste količine i vrste plina. Veličina konstante može imati razne vrijednosti i ovisi o masi i vrsti plina.

Uvođenjem prikladnih veličina za količinu tvari (mol) i obujam (molni obujam) može se postići da konstanta bude ista za sve idealne plinove.

Mol je količina tvari koja sadrži toliko broj molekula koliko ima atoma u 0.012 kg izotopa ugljika  $^{12}\text{C}$ .

$$1 \text{ mol} = 6.02252 \cdot 10^{23} \text{ molekula} \quad (N_A - \text{Avogadrov broj}). \quad 5(9)$$

Broj molekula u jednom molu zove se Avogadrov broj, a on je jednak za sve tvari. Avogadrov zakon kaže da različiti plinovi u jednakom obujmu, pri jednakom tlaku i temperaturi imaju jednak broj molekula.

Molni obujam (volumen) tvari jest obujam jednog mola u uobičajenim uvjetima, tj. pri tlaku 1013.25 hPa i temperaturi 273.15 K (0 °C). Taj obujam jest:

$$\alpha_m = 22.4136 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{mol} \quad 5(10)$$

i prema Avogadrovu zakonu jednak je za sve idealne plinove.

U osnovnom izrazu  $p_0 \alpha_0 / T_0$  može se obujam  $\alpha_0$  pisati:  $\alpha_0 = m \alpha_s$ , gdje je  $m$  masa plina, a  $\alpha_s$  specifični obujam, stoga je:

$$p \alpha = m \frac{p_0 \alpha_s}{T_0} T, \quad \frac{p_0 \alpha_s}{T_0} = R. \quad 5(11)$$

Veličina  $R$  je konstanta za svaki pojedini plin, a naziva se plinska konstanta. Tako se dobiva za jediničnu masu:

$$p \alpha = R T \quad \text{ili} \quad p = \rho R T \quad 5(12)$$

jer su specifična gustoća  $\rho$  i obujam  $\alpha$  povezani s

$$\rho \alpha = 1 \quad 5(13)$$

Ako se primijeni Avogadrov zakon, može se obujam  $\alpha_0$  pisati kao:  $\alpha_0 = n \alpha_m$ , gdje je  $n$  broj molova

$$p \alpha = n \frac{p_0 \alpha_m}{T_0} T, \quad \frac{p_0 \alpha_m}{T_0} = R_o. \quad 5(14)$$

Ovdje je veličina  $R_o$  konstanta za bilo koji plin, a naziva se opća (uni-

verzalna) plinska konstanta. Konkretno, za 1 mol plina dobiva se

$$p \alpha = R_o T \quad \text{ili} \quad p = \rho R_o T. \quad 5(15)$$

Ako se broj molova  $n$  piše kao omjer mase  $m$  i molne mase  $M$ , plinska jednadžba glasi

$$p \alpha = \frac{m}{M} R_o T. \quad 5(16)$$

Iz ovoga se vidi da se plinska konstanta pojedinog plina može izračunati kao

$$R = \frac{R_o}{M}. \quad 5(17)$$

Za zrak kao smjesu plinova molna masa je 28.9645, a za vodenu paru 18.016. Tako su određene plinske konstante u tablici 5.3.

Tabl. 5.3. Plinske konstante

Opća plinska konstanta	$R_o = 8.31432 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$
Plinska konstanta za: suhi zrak	$R_s = 287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
vodena para	$R_v = 461.51 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

Značenje plinskih konstanti, osim ostalog, izražajne su pri objašnjenju procesa širenja i dizanja vodene pare u atmosferi.

Za 1 kg suhog zraka, odnosno 1 kg vodene pare pri istom tlaku i temperaturi vrijedi

$$p \alpha_s = R_s T \quad \text{ili} \quad p = \rho_s R_s T$$

$$p \alpha_v = R_v T \quad \text{ili} \quad p = \rho_v R_v T,$$

gdje se indeks  $s$  odnosi na suhi zrak, a indeks  $v$  na vodenu paru. Dalje se dobivaju:

$$1 = \frac{\rho_s}{\rho_v} \frac{R_s}{R_v} \rightarrow \rho_v = \frac{R_s}{R_v} \rho_s, \quad 5(18)$$

odnosno uvrštenjem vrijednosti za plinske konstante:

$$\rho_v = 0.62198 \rho_s. \quad 5(19)$$

To znači da je gustoća vodene pare  $\rho_v$  manja od gustoće zraka  $\rho_s$ , odnosno: težina nekog obujma vodene pare manja je od težine istog takvog obujma suhog zraka pri istom tlaku i temperaturi. To općenito znači da se u atmosferi vodena para diže (na temelju Arhimedova zakona). Kako je u atmosferi najčešće vlažni zrak, postavlja se pitanje koliko je plinska konstanta za vlažni zrak.

Uzme li se 1 kg vlažnog zraka koji ima  $q$  kg vodene pare, to znači da postoji  $(1-q)$  kg suhog zraka. Prema Daltonovu zakonu može se pisati:

$$p = p_s + e, \quad 5(20)$$

gdje je  $p$  tlak vlažnog zraka,  $p_s$  tlak suhog zraka,  $e$  tlak vodene pare. Primijeni li se plinska jednadžba, za prije spomenute mase zraka i vodene pare pri nekoj temperaturi, slijedi:

$$1 \quad R T = (1 - q) R_s T + q R_v T \quad \text{odnosno}$$

$$R = (1 - q) R_s + q R_v$$

pri tome vlažni zrak zaprema obujam  $\alpha$ , ali isti obujam zaprema i suhi zrak i vodena para. Prije navedeni odnosi između plinskih konstanti i gustoća suhog zraka i vodene pare 5(18) mogu se uvrstiti:

$$R = (1 - q) R_s + q \frac{\rho_s}{\rho_v} R_s = [1 - (1 - \frac{\rho_s}{\rho_v}) q] R_s.$$

Omjer gustoća suhog zraka i vodene pare može se izračunati iz 5(19), te je plinska konstanta za vlažni zrak:

$$R = (1 + 0.60777 q) R_s, \quad 5(21)$$

koja je izražena pomoću plinske konstante za suhi zrak i mase vlage u jedinici mase vlažnog zraka. Ta količina vlage zove se specifična vlažnost  $q$  (točka 7.3).

Plinska jednadžba za vlažni zrak može se dobiti primjenom plinske konstante za vlažni zrak, a glasi:

$$p \alpha = R_s (1 + 0.60777 q) T.$$

Izraz u zagradi pridružuje se temperaturi, tako se dobiva novi pojam temperature koja se zove virtualna temperatura  $T_v$ :

$$T_v = (1 + 0.60777 q) T. \quad 5(22)$$

Konačno, plinska jednadžba za vlažni zrak glasi:

$$p \alpha = R_s T_v. \quad 5(23)$$

Drugim riječima, procesi u vlažnom zraku mogu se obrađivati s plinskom konstantom suhog zraka ako se umjesto stvarne temperature uvodi virtualna temperatura koja ovisi o vlazi zraka.

Virtualna temperatura znači onu temperaturu koju bi morao imati suhi zrak da bi uz isti tlak imao istu gustoću kao i vlažni zrak specifične vlažnosti  $q$ . Kako je gustoća vlažnog zraka manja od gustoće suhog zraka, suhi zrak se mora zagrijati da bi postao rjeđi. Razlika između

virtualne temperature i stvarne temperature zove se virtualni dodatak koji je u uobičajenim uvjetima oko 0.5 do 1.5 K.

#### 5.4. Grijanje - hlađenje Zemljine površine i zraka

Već je istaknuto da atmosfera propušta do Zemljine površine mnogo Sunčeva zračenja. Iz toga proizlazi da se atmosfera vrlo malo zagrijava od izravnog Sunčeva zračenja. Prema tome, atmosfera (troposfera) se grije posredno i to odozdo, tj. prima energiju od podloge, što je veoma važno za sve procese u atmosferi. To nameće nužnost upoznavanja procesa grijanja/hlađenja Zemljine površine. Odmah valja istaknuti, što je dobro poznato, da Zemljinu površinu čine dvije osnovne tvari: voda (oceani, mora, jezera, rijeke i sl.) i kopno (zemlja, pijesak, kamenje, sjenokoš, polja, šume i sl.), koje imaju različita svojstva. U ovom slučaju važna su termička svojstva, jer o njima ovisi količina toplinske energije koju sadrže. Kako je grijanje atmosfere (troposfere) povezano s grijanjem podloge, troposfera je najtoplija pri dnu, a idući u visinu temperatura opada.

Razmatra li se Zemlja kao cjelina, uočava se da se svi njezini dijelovi ne griju jednako. Područja ekvatora, gdje se Sunce u svom prividnom dnevnom hodu penje visoko nad horizontom, primaju velike dnevne količine energije. Polarna područja, zbog niskog položaja Sunca u jednom dijelu godine i zato što nema Sunca u drugom dijelu godine, primaju malo Sunčeve energije. Zato je temperatura zraka razmjerna primtku energije. Ne samo da postoje razlike u temperaturi između ekvatorskih i polarnih područja, nego temperature razlike postoje i između kopna i mora, između ravnica i planina, između kamenjara i vegetacije itd. Poslije će se vidjeti da te uvjetuje zračna strujanja i druge procese i u atmosferi i u oceanima.

Toplinsko stanje Zemljine površine, o kojemu ovisi zagrijavanje i hlađenje zraka, uvjetovano je prije svega njezinim toplinskim obracunom. Toplinski obracun (bilanca) Zemlje (točka 4.5) može se pisati:

$$\text{dan} \quad Q_+ = S + D - A_K - A_D - R_Z + R_A - P - Z - E - a \quad 5(24)$$

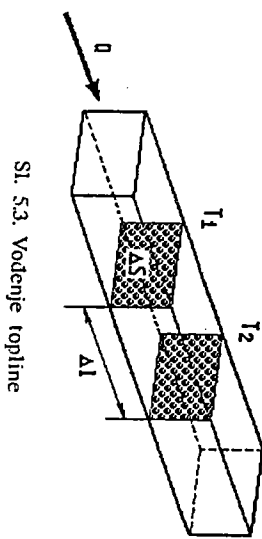
$$\text{noć} \quad Q_- = -R_Z + R_A + P + Z + E, \quad 5(25)$$

iz čega općenito proizlazi: kada je toplinski obracun pozitivan (danju), raste temperatura podloge i zraka, a za negativni toplinski obracun (noć) smanjuje se temperatura.

Procesi grijanja/hlađenja čvrstog dijela Zemljine površine - kopna znatno utječu na promjene temperature zraka. Kako se toplinska energija širi procesima zračenja, vođenja i prenošenja, od tih procesa za grijanje/hlađenje kopna jedino je važan proces vođenja topline (kondukcija), tj. molekulske vođenje topline. Primanjem Sunčeve energije površinski sloj kopna se ugrije, tj. poveća mu se temperatura. Taj najgornji sloj, koji je vrlo tanak, zagrijava zrak iznad sebe, ali i dublje slojeve tla.



svje je  $\zeta$  koeficijent toplinske vodljivosti,  $t$  vrijeme vođenja topline,  $\Delta t$  duljina (put) vođenja (sl. 5.3). Tvari s velikim  $\zeta$  nazivaju se dobrim vodičima topline - konduktori, a oni kojima je  $\zeta$  vrlo maleno su loši vodiči ili izolatori (tabl. 5.4).



Sl. 5.3. Vođenje topline

Tabl. 5.4. Koeficijent toplinske vodljivosti  $\zeta$

Tvar	$\zeta$ (W K <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )	Tvar	$\zeta$ (W K <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )
aluminij	229	led	0,21
bakar	395	voda	0,58
olovo	35	zrak	0,023
srebro	417	pijesak	0,29
željezo	58	suho tlo	0,21
živa	8,4	vlažno tlo	0,45 - 0,85
drvo	0,13 - 0,37	jako vlažno tlo	1,50

Toplinska vodljivost tla, osim o njegovu sastavu, ovisi i o količini zraka, vode ili leda u šupjinama tla. Prema tome, suho, usiñjeno tlo imaće manju toplinsku vodljivost, a zbog manje specifične topline ono će se mnogo više zagrijati (osobito uz površinu) od tla koje je zbijenije i sadrži mnogo vlage, jer ima veću toplinsku vodljivost i veću specifičnu toplinu. Tako će u ljetnim danima pješčano tlo poprimiti veću temperaturu od humusa, a ovaj višu od travnatog pokrivanja; razlike temperatura nad raznim podlogama kolebaju od 4 do 7 °C. Ta toplinska energija

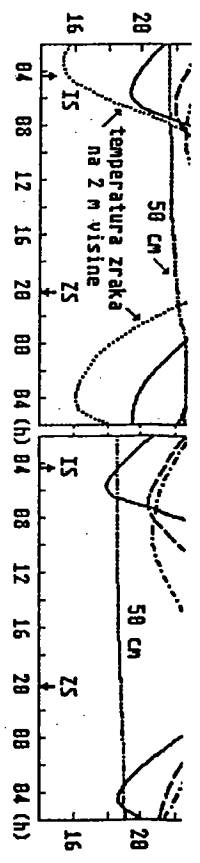
60

55	-0,4	0,8	6,2	10,0	14,7	14,5	14,7	13,4	9,2	4,5	0,2	7,2	15,3	
22	-0,4	-0,5	0,9	6,4	10,3	14,9	15,0	15,1	13,5	9,4	4,7	0,3	7,4	15,4
2	-0,7	-0,7	0,8	6,4	10,5	15,2	15,2	13,5	9,3	4,6	-0,0	7,5	15,9	

64

Godišnji hod temperature zraka najčešće se prikazuje pomoću srednjih mjesečnih temperatura. Taj je hod ponajprije određen revolucijom Zemlje i nagibom njezine osi prema ekliptici, zatim razdiobom kopna i mora te nadmorskom visinom, dok su ostali čimbenici zanemarljivi. Stoga postoji nekoliko tipova godišnjeg hoda.

68



Sl. 5.4. Dnevni hodovi temperatura tla po dubinama i temperatura zraka na 2 m visine jednog ljetnog dana (Weihenstephan), lijevo: glinasto tlo, desno: rahlo tresetno tlo (Eimern i Häckel, 1979)

Promjene temperature tla kolebaju i tijekom dana i tijekom godine. Dakako, godišnje promjene su veće i osjećaju se do većih dubina (tabl. 5.5).

Tabl. 5.5. Godišnji hod temperatura tla (°C) u Tiflisu

Dubina (cm)	Mjeseci												Godišnji rasp.	
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
1	2,1	4,8	9,5	19,0	23,9	30,2	35,1	29,9	27,9	19,7	10,8	3,4	15,5	33,0
5	1,3	3,9	8,6	17,3	21,2	27,6	32,2	28,1	25,8	20,8	10,4	3,3	16,7	30,9
20	1,8	3,3	7,9	15,5	19,1	24,8	28,5	25,8	24,0	19,9	10,8	4,6	15,5	26,7
84	5,6	5,1	7,8	12,5	15,6	20,8	24,0	24,6	23,1	20,9	14,7	10,0	15,4	19,5
400	14,8	13,7	12,9	12,5	12,6	13,3	14,3	15,3	16,8	16,8	16,7	16,2	14,7	4,3

Osnovna svojstva promjena temperatura tla jesu:

- raspon temperatura smanjuje se s dubinom
  - godišnji raspon u našem području prodire u dubinu tla 8 do 15 m, a dnevni do 70 cm
  - temperature prema dubini postižu najveće vrijednosti, odnosno najmanje, sve kasnije i kasnije u usporedbi s nastupanjem ekstremna na površini. Najniže temperature površine tla su zimi, dok su na dubinama od 8 do 10 m ljeti, tj. onda kada je na površini najtoplije.
- Snježni pokrivač ima važan utjecaj na temperaturu tla. Snijeg na

61

turnih razlika podloge i zraka, iznad podloga koje imaju manji audeco i druge fizičke osobine koje pogoduju njegovom jakom zagrijavanju. Nadalje, konvekcija ovisi i o fizičkim stanjima atmosfere. Iznad kopna najjača konvekcija je u ranim poslijepodnevnim satima, kada su i velike temperaturne razlike tla i zraka, pa su i veliki

65

općega atmosferskoga kruženja. Pritom je potrebno istaknuti da temperatura i njezine promjene znatno utječu na druge meteorološke elemente i pojave, a istodobno i oni djeluju na temperaturu.

69

...lu, pogotovo ako je svjež i suh, pun je šupljina ispunjenih zrakom, te je vrlo loš vodič topline. U noćnim satima površinski slojevi snijega jako se ohlade jer odlično zrače dugovalno zračenje, ali zbog slabe toplinske vodljivosti donji slojevi snijega ostaju znatno topliji, te i tlo ostaje relativno tanko. Promjena temperature prema visini...

temperaturni gradijenti (promjena temperature s visinom). Tada uzlazne struje toplog zraka i silazne struje hladnog zraka mogu poprimiti znatne brzine (nekoliko m/s). Noću nema Sunčeva zračenja, pa se tlo hladi, a ujedno se hlade i slojevi zraka to više što su bliže površini tla. Tako noću temperatura zraka u donjoj troposferi raste s visinom (temperatur- na inverzija).

### 5.6. Razdioba temperatura zraka na Zemljinoj površini

Kad bi Zemljina površina bila istorodna i ravna i kad bi atmosfera svuda bila iste prozračnosti za Sunčeva i Zemljina zračenja, temperatu- ra bi, očito, uz astronomske elemente gibanja Zemlje ovisila o zemljo- pisnoj širini i mogla bi se lako izračunati. Te teorijske vrijednosti tem- perature pokazivale bi temperature tzv. Sunčeve (solarne) - matemati- čke klime. Prema tome, navedene pretpostavke nisu stvarne; postoji fizička klima. U njoj dolazi do izražaja djelovanje ostalih čimbenika, kao razdioba kopna i mora, orografija, raznorodnost atmosfere, oblaci, zračna strujanja i drugo. Podaci pokazuju da je fizička klima blaža u odnosu prema Sunčevoj. U tablici 5.10. navedene su vrijednosti tempe- ratura za fizičku i Sunčevu klimu na pojedinim zemljopisnim širinama. Pritom se može uočiti da je u cjelini sjeverna polukugla Zemlje za ot- priliké 2 °C toplija od južne (razdioba kopna i mora), da su na sjever- noj polukugli ljeta toplija nego na južnoj, a zime su nešto hladnije. Ta- koder se uočava da je prosječna temperatura za cijelu Zemlju 14,3 °C.

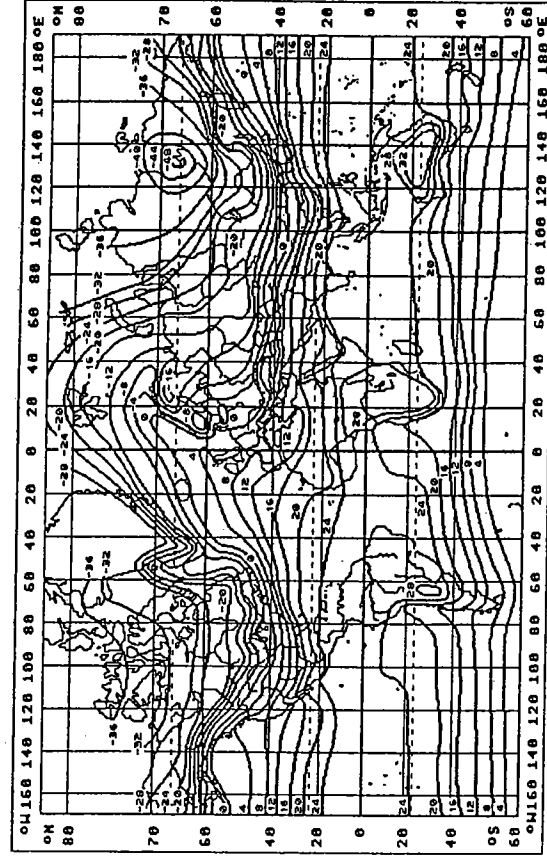
Tabl. 5.10. Srednje temperature zraka (°C) na Zemljinoj površini

Zemljopisna širina (°)	Fizička klima		Sunčeva klima
	siječanj	srpanj	
90 N	-36.0	0.0	-19.0
80	-32.2	2.0	-17.2
70	-26.9	7.2	-10.4
60	-16.4	14.0	-0.6
50	-7.7	18.1	5.4
40	4.6	23.9	14.0
30	13.8	26.9	20.4
20	21.8	27.3	25.0
10	25.4	26.1	26.0
0	25.0	25.6	25.4
10 S	25.2	23.6	24.7
20	25.3	20.1	22.8
30	25.7	14.0	20.0

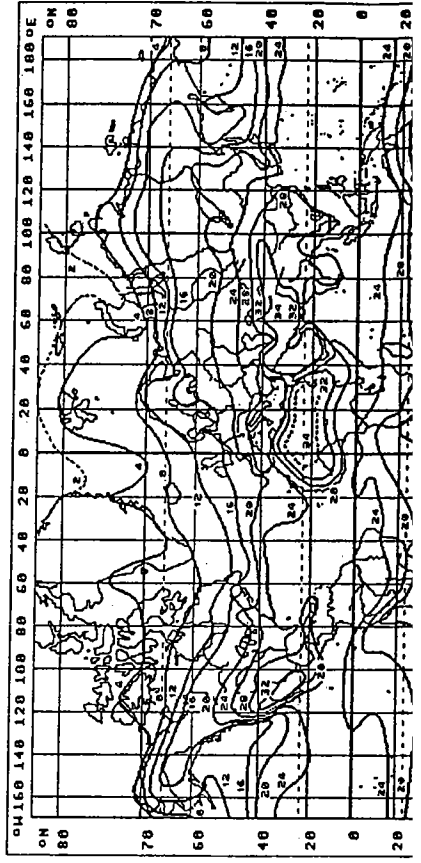
Prilikom grijanja, Sunčeva zračenja, morske, odnosno slatke vode do- lazi do određenih razlika u gustoći vode. Morska voda sadrži otopljene soli, pa je slanost (salinitet) morske vode oko 30 ‰ u polarnim kraje- vima do približno 38 ‰ u tropskom pojasu. Grijanjem morske vode dio

lencija, kao i oslobađanje / trošenje latentne topline pri promjeni agre- gativnih stanja vode.

### 5.5. Dnevni i godišnji hod temperature zraka



Sl. 5.8. Srednje siječnjaške izoterme (°C) na morskoj razini

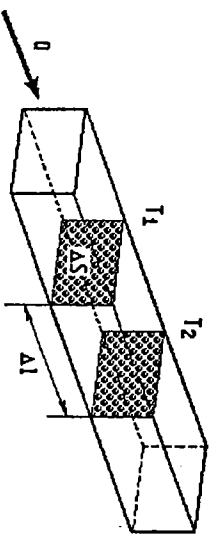


Očito je da će temperatura zraka iznad kopna biti razmjerna primljenoj energiji u površinskom sloju tla. Slično vrijedi i za dublje slojeve tla.

Za vođenje topline važna su termička svojstva tvari. Količina toplina koju može primiti neko tijelo ovisi o njegovoj specifičnoj toplini, a širenje topline u dublje slojeve ovisi o toplinskoj vodljivosti tijela. Toplina vođenjem prolazi kroz tijelo tako da dijelovi tijela minuju, a toplotna energija se prenosi sudarima molekula od mjesta više temperature na mjesta niže temperature sve dok se temperature ne izjednače. Za vođenje topline vrijedi Fourierov zakon:

$$Q = - \zeta \frac{\Delta S}{\Delta t} (T_2 - T_1) t, \quad (5.26)$$

gdje je  $\zeta$  koeficijent toplinske vodljivosti,  $t$  vrijeme vođenja topline,  $\Delta t$  duljina (put) vođenja (sl. 5.3). Tvari s velikim  $\zeta$  nazivaju se dobrim vodičima topline - konduktori, a oni kojima je  $\zeta$  vrlo maleno su loši vodiči ili izolatori (tabl. 5.4).



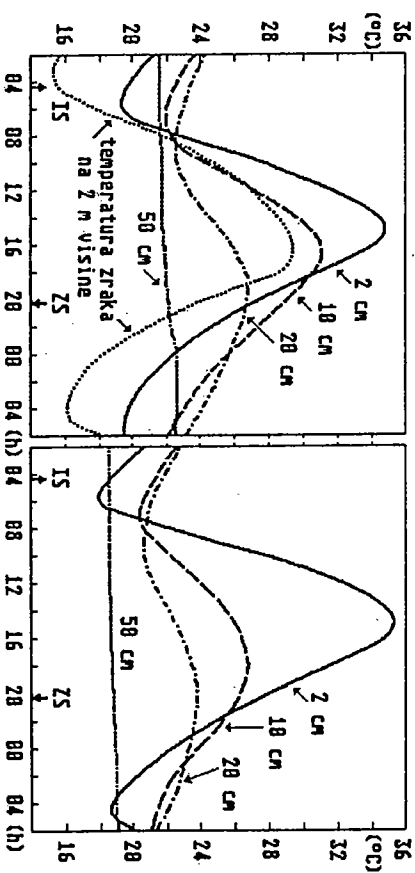
Sl. 5.3. Vođenje topline

Tabl. 5.4. Koeficijent toplinske vodljivosti  $\zeta$

Tvar	$\zeta$ (W K <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )	Tvar	$\zeta$ (W K <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> )
aluminij	229	led	0.21
bakar	395	voda	0.58
olovo	35	zrak	0.023
srebro	417	pijesak	0.29
željezo	58	suho tlo	0.21
živa	8.4	vlažno tlo	0.45 - 0.85
drvo	0.13 - 0.37	jako vlažno tlo	1.50

Toplinska vodljivost tla, osim o njegovu sastavu, ovisi i o količini zraka, vode ili leda u šupljinama tla. Prema tome, suho, usitnjeno tlo imaće manju toplinsku vodljivost, a zbog manje specifične topline ono će se mnogo više zagrijati (osobito uz površinu) od tla koje je zbijenije i sadrži mnogo vlage, jer ima veću toplinsku vodljivost i veću specifičnu toplinu. Tako će u ljetnim danima pješčano tlo poprimiti višu temperaturu od humusa, a ovaj višu od travnatog pokrivača; razlike temperature nad raznim podlogama kolebaju od 4 do 7 °C. Ta toplinska energija

prenosi se u dublje slojeve, no taj prijenos topline traje neko vrijeme, što se može najlakše uočiti uspoređujući podatke o promjenama temperature tijekom vremena na površini tla s onim u većim dubinama (sl. 5.4). Nastup najvećih vrijednosti kasni s povećanjem dubine.



Sl. 5.4. Dnevni hodovi temperatura tla po dubinama i temperatura zraka na 2 m visine jednog ljetnog dana (Weihenstephan), lijevo; glinasto tlo, desno: rahlo treseno tlo (Eimern i Häckel, 1979)

Promjene temperature tla kolebaju i tijekom dana i tijekom godine. Dakako, godišnje promjene su veće i osjećaju se do većih dubina (tabl. 5.5).

Tabl. 5.5. Godišnji hod temperatura tla (°C) u Tiflisu

Dubina (cm)	Mjeseci												Godišnji rasp.	
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
1	2.1	4.8	9.5	19.0	23.9	30.2	35.1	29.9	27.9	19.7	10.8	3.4	15.5	33.0
5	1.3	3.9	8.6	17.3	21.2	27.6	32.2	28.1	25.8	20.8	10.4	3.3	16.7	30.9
20	1.8	3.3	7.9	15.5	19.1	24.8	28.5	25.8	24.0	19.9	10.8	4.6	15.5	26.7
84	5.6	5.1	7.8	12.5	15.6	20.8	24.0	24.6	23.1	20.9	14.7	10.0	15.4	19.5
400	14.8	13.7	12.9	12.5	12.6	13.3	14.3	15.3	16.8	16.8	16.7	16.2	14.7	4.3

Osnovna svojstva promjena temperatura tla jesu:

- raspon temperatura smanjuje se s dubinom
- godišnji raspon u našem području prodire u dubinu tla 8 do 15 m, a dnevni do 70 cm
- temperature prema dubini postižu najveće vrijednosti, odnosno najmanje, sve kasnije i kasnije u usporedbi s nastupanjem ekstrema na površini. Najniže temperature površine tla su zimi, dok su na dubinama od 8 do 10 m ljeti, tj. onda kada je na površini najtoplije.
- Snježni pokrivač ima važan utjecaj na temperaturu tla.

lu, pogotovo ako je svjež i suh, pun je šupljina ispunjenih zrakom, te je vrlo loš vodič topline. U noćnim satima površinski slojevi snijega jako se ohlade jer odlično zrače dugovalno zračenje, ali zbog slabe toplinske vodljivosti donji slojevi snijega ostaju znatno topliji, te i tlo ostaje relativno toplo. Promjene temperature prema uspravnoj koordinati u jutarnjim (7 h) odnosno podnevnim (13 h) satima, idući iz dubine tla kroz sloj snijega u niže slojeve zraka, prikazane su na slici 5.5. Vidljive su vrlo velike temperature promjene u jutarnim satima neposredno uz površinu snijega, koje prelaze 10 °C. Zahvaljujući tom učinku, žitarice mogu razmjerno lako prezimiti zimu ako su pokrivene snijegom, za razliku od zima siromašnih snijegom.

S porastom zemljopisne širine sve je izraženije smrzavanje tla. Zimi se tlo u umjerenim zemljopisnim širinama može smrznuti do dubine 50 cm i više. Debljina vječno smrznutog sloja (vječnog leda u tlu) kolleba: od 150 m pa čak i 200 m u najsjevernijim dijelovima do 1 - 2 m u najjužnijim dijelovima područja. Tijekom ljeta djelomično se otapa led te se stvaraju močvarna područja duboka 0.5 do 3 m.

Temperaturne prilike površine tla ovisе o utrošenoj energiji za otapanje leda i snijega, te isparavanju vode iz tla u razdoblju osunčavanja i o priljevu topline u procesima ukapljivanja ili depozicije. Tome valja još pridodati učinke obojenosti i hrpavosti podloge (pitanje upijanja zračenja i albeda) te pokrivenost vegetacijom. Biljni pokrivač ne propušta svu Sunčevu energiju do površine tla, kao što sprečava i zračenje tla, dijelom je i sam upija (asimilacija), što je posljedica ublažavanja temperaturnih ekstrema tj. smanjuju se rasponi temperatura.

Vodene površine se zagrijavaju/hlade drukčije nego kopno. Prijenos toplinske energije u vodi zbiva se procesima zračenja, vođenja i prenošenja (konvekcije).

Voda u dublje slojeve propušta energiju zračenja malih valnih duljina, dok je upijanje zračenja naročito izraženo u dugovalnom području, a posljedica je površinsko zagrijavanje (sloj vode od 10 cm upija polukupne energije koju zrači Sunce). Vođenje topline neznatno je i nije posebno važno za grijanje/hlađenje vode. Taj utjecaj tijekom dana osjeća se do dubine oko 40 cm, tijekom godine do 7 m. Najvažniji način zagrijavanja/hlađenja vodenih masa jest prenošenje - konvekcija. Kako je specifična toplota vode veća nego kopna uz istu količinu primljene topline voda će se manje zagrijati nego kopno. Uz to dio energije troši se i na isparavanje vode. Procesi grijanja, odnosno hlađenja vodenih masa ne odvijaju se na isti način, tj. procesi prenošenja zbivaju se na dva bitno različita načina.

Termička konvekcija proces je prenošenja topline uvjetovan gibanjem vode zbog razlika u gustoći vode, jer gušća voda tone, a rjeđa se uzdiže, te se na taj način pojedini slojevi vode premještaju uspravno i pritom dolazi do izmjena topline.

Dinamička konvekcija proces je prenošenja topline uvjetovan gibanjem vode zbog djelovanja vjetrova koji stvaraju valove, zatim plime i oseke te morskih struja. Tako se pojedini slojevi vode premještaju, ne samo u vodoravnom, nego i u uspravnom smjeru, te se izmjenjuje toplota.

Prilikom grijanja, Sunčeva zračenja, morske, odnosno slatke vode dolazi do određenih razlika u gustoći vode. Morska voda sadrži otopljene soli, pa je slanost (salinitet) morske vode oko 30 ‰ u polarnim krajevima do približno 38 ‰ u tropskom pojasu. Grijanjem morske vode dio vode ispari, te se tako povećava gustoća morske vode (povećava se slanost), koja iako toplija postaje teža, te tone u dubinu. Na njezino mjesto dolazi lakša hladnija voda iz dubina (manja slanost). To je termička konvekcija. Pri grijanju slatke vode takvog procesa nema, jer grijanjem slatka voda postaje lakša i ostaje na površini. Prema tome, prijenos topline u dubinu u ovom slučaju je određen vođenjem, zračenjem i miješanjem uz pomoć vjetra (dinamička konvekcija). Posljedica svega ovoga je da se termički procesi tijekom dana u slatkoj vodi odvijaju do dubina 10 - 12 m, a na moru do dubina 15 - 25 m. Godišnja kolebanja mogu ići do dubina 200 - 400 m.

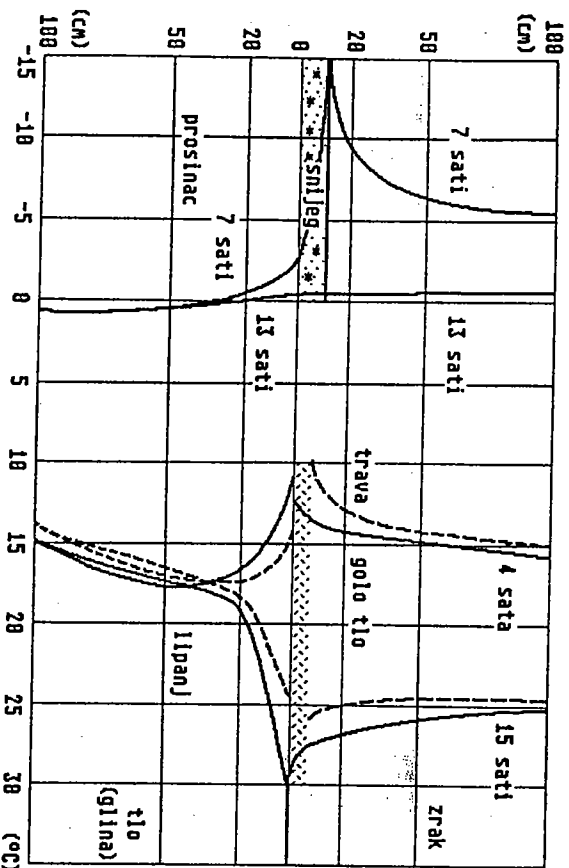
Pri procesu hlađenja nema bitnih razlika između morske i slatke vode, osim u slučaju smrzavanja vode. Hlađenjem voda postaje teža, pa tone, a na njezino mjesto dolazi toplija voda iz dubina i tako se odvija izmjena topline. Konvekcija u slatkoj vodi odvija se dok temperatura ne padne na 4 °C, kad je voda najgušća. Daljnjim hlađenjem konvekcija prestaje, a zamrzavanje vode počinje od površine. Zamrzavanje morske vode ovisi o stupnju slanosti, te s povećanjem slanosti opada temperatura smrzavanja, ali se povećava i gustoća vode tako da je konvekcija stalna osim polarnih područja, pa se morska voda prije zamrzne nego što postigne najveću gustoću (tabl. 5.6).

Tabl. 5.6. Ovisnost najveće gustoće i temperature smrzavanja vode o slanosti

Slanost (%)	0	10	20	30	35
Najveća gustoća pri (°C)	4.0	1.9	-0.3	-2.5	-3.6
Ledište (°C)	0.0	-0.5	-1.1	-1.6	-1.9

Velike vodene mase (oceani, mora i velika jezera) polako mijenjaju svoju temperaturu, jer se zbog velike specifične topline slabo griju i slabo hlade. Promjene temperature morske površine male su te na otvorenoj pučini ne prelazi 0.5 °C. Godišnji rasponi također su maleni, u ekvatorskom području su do 2.5 °C, u umjerenim zemljopisnim širinama do 8 °C, dok su prema polovima opet manji, oko 5 °C. Izražene promjene pojavljuju se u zatvorenim morima, blizu obala i u plitkoj vodi. Stoga se često misli da oceani imaju stalnu temperaturu i svojstva toplinskog spremnika.

Za zagrijavanje/hlađenje zraka najvažnija je kakvoća podloge iznad koje se zrak nalazi, što znači da uloga procesa zračenja, vođenja i prenošenja nije jednaka pri prijenosu topline. To se može zaključiti prije svega iz podataka o promjeni temperature s visinom tijekom dana ili godine. Na slici 5.5. prikazani su uspravni profili temperatura kroz tlo i zrak u jutarnjim i poslijepodnevnim satima pri vedrom danu u hladno



Sl. 55. Upravni profili temperatura kroz tlo i zrak u jutarnjim i poslijepodnevnim satima pri vedrom danu u hladno odnosno toplo doba godine u ovisnosti kakvoće podloge (Elmern i Häckel, 1979)

(prosinae), odnosno toplo (lipanj) doba godine u ovisnosti o kakvoći podloge. U zimskim danima uočava se utjecaj snježnog pokrivača (prije spominjano), a ljeti je važno je li je tlo golo (glinaa) ili pokriveno travom. Očito u ljetnim podnevnim satima jako je zagrijavanje golog tla i time posredno zagrijavanje zraka. Budući da se zrak ponajprije grije i hladi posredstvom podloge, dnevni i godišnji rasponi temperatura moraju se smanjivati udaljavanjem od nje (tabl. 5.7). Tako je npr. na visini približno 300 m iznad Zemljine površine u slobodnoj atmosferi dnevni raspon temperatura zraka upola manji od onog neposredno iznad površine, na visini otprilike 1 km on je od 1.0 do 1.5 °C, a na visinama nekoliko kilometara samo 0.5 do 1.0 °C. Zbog neposrednijeg utjecaja podloge na istim visinama zrak iznad planina ima veće dnevne raspone temperature. Na mnogo većim visinama (gornja stratosfera, termosfera i dalje) povećani rasponi posljedica su pojačanog upijanja Sunčeva zračenja.

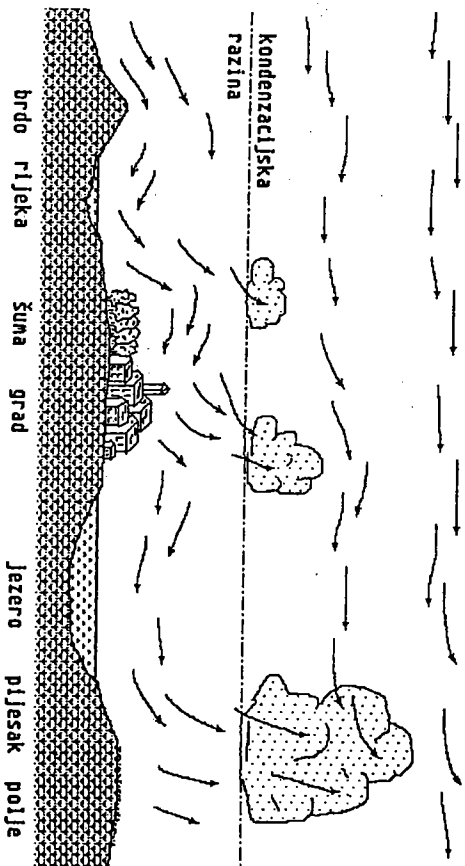
Tabl. 5.7. Godišnji hod temperature zraka (°C) u Rizzi (1961-1965) s promjenom visine

Visina (m)	Mjeseci												Godišnji sred. rasp.	
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
122	-0.5	-0.6	0.6	5.9	9.7	14.4	14.5	14.7	13.4	9.2	4.5	0.2	7.2	15.3
55	-0.4	-0.5	0.8	6.2	10.0	14.7	14.8	14.9	13.5	9.4	4.7	0.3	7.4	15.4
22	-0.4	-0.5	0.9	6.4	10.3	14.9	15.0	15.1	13.5	9.4	4.7	0.2	7.4	15.6
2	-0.7	-0.7	0.8	6.4	10.5	15.2	15.2	15.2	13.5	9.3	4.6	-0.0	7.5	15.9

Zrak se dijelom grije kratkovalnim zračenjem, ali mnogo bolje grije se upijanjem dugovalnog zračenja Zemljine površine, osobito u prizemnim slojevima, gdje je bogat vodenom parom i ugljik-dioksidom. Pritom istodobno zrači dugovalno zračenje, te predaje toplinu slojevima oko sebe. Kada je Zemljina površina hladnija od slojeva zraka, tada joj oni predaju svoju toplinu, te se zrak počinje hladiti. Troposfera kao cjelina može se upijanjem Sunčeva zračenja, u jednom danu, zagrijati za 0.5 °C. Proces vođenja topline u zraku je neznatan, djeluje samo u tankom sloju uz Zemljinu površinu, jer je zrak loš vodič topline, odnosno odličan izolator.

Daljnje promjene temperature zraka određene su procesima oslobađanja, odnosno utroška latentne topline u procesima ukapljivanja i deprecije, odnosno isparavanja i sublimacije. Pritom su vodena para, kapljice vode i ledeni kristalici prenositelji toplinske energije, posebice u području oblaka i njihove okolice.

Najveću ulogu u prijenosu topline između podloge i zraka ima konvekcija i turbulencija. Konvekcija je dizanje toplijeg zraka, jer je rjeđi i specifično lakši, te spuštanje hladnijeg zraka kao gušćeg i težeg. Slojevi zraka koji su neposredno iznad Zemljine površine različito se zagrijavaju, što ovisi o kakvoći podloge. Topliji zrak kao rjeđi i specifično lakši diže se, a na njegovo mjesto dolazi susjedni hladniji i gušći zrak (sl. 5.6).



Sl. 5.6. Shema konvekcijskog gibanja zraka

Općenito je konvekcija jača i zahvaća deblje slojeve atmosfere, ako je zemljopisna širina manja, zatim ljeti, u satima izrazitih temperaturnih razlika podloge i zraka, iznad podloga koje imaju manji albedo i druge fizičke osobine koje pogoduju njegovom jakom zagrijavanju. Nadalje, konvekcija ovisi i o fizičkim stanjima atmosfere.

Iznad kopna najjača konvekcija je u ranim poslijepodnevnim satima, kada su i velike temperaturne razlike tla i zraka, pa su i veliki

35

temperaturni gradijenti (promjena temperature s visinom). Tada uzlazne struje toplog zraka i silazne struje hladnog zraka mogu poprimiti znatne brzine (nekoliko m/s). Noću nema Sunčeva zračenja, pa se tlo hladi, a ujedno se hlade i slojevi zraka to više što su bliže površini tla. Tako noću temperatura zraka u donjoj troposferi raste s visinom (temperaturna inverzija).

Iznad mora su drukčiji uvjeti. Kako su male promjene temperature morske površine, maleni su i rasponi temperatura zraka tik iznad morske površine. Taj ublažavajući utjecaj mora na temperaturu zraka sve je manji s porastom visine. Na nekoliko stotina metara iznad mora promjene temperature tijekom dana ne ovise samo o temperaturi površine, već i o upijanju i izrađivosti zračenja u tim slojevima zraka, tako da su rasponi temperatura zraka na visini veći nego pri samom moru. Tako je danju zrak topliji, a noću hladniji od morske površine. Te temperaturne razlike manje su nego nad kopnom. Kako se noću zrak na visini više ohladi, a temperatura uz morsku površinu približno je stalna, pojavljuje se nestabilnost i dizanje toplog zraka. Zato je konvekcija, a s njom i grmljavina nad morem, češća noću nego danju.

Uz konvekciju pojavljuju se i turbulentna gibanja prizemnog sloja zraka, kao posljedica trenja s podlogom tijekom njegova vodoravna gibanja. Tim turbulentnim gibanjima dolazi do izmjene pojedinih slojeva zraka, prema tome i prijenosa odgovarajuće količine toplinske energije. Taj način prijenosa topline nije važan samo za grijanje, nego i za hlađenje zraka, jer se može prenositi niži hladniji zrak uvis, a viši, topliji na manju visinu, te se tako širi proces hlađenja atmosfere.

Da je prijenos toplinske energije konvekcijom i turbulencijom najvažniji, pokazuje i podatak da je dva reda veličine veći od prijenosa energije zračenjem i 10<sup>6</sup> puta veći od prijenosa vodenjem.

Zagrijavanje i hlađenje viših slojeva atmosfere slabo ovisi o položaju. Prenosenje topline ovisi o dodatnim dinamičkim učincima. Naime, uz konvekciju i turbulenciju prijenos svojstava zraka (npr. topline ili vlage) u vodoravnom smjeru odvija se pomoću velikih zračnih struja - vjetrova, tj. govori se o utjecaju advekcije (advection; Advektion).

U sloju zraka uz Zemljinu površinu do visine približno 2 m (pri- zemni poremećeni sloj) odvija se jaka razmjena topline s podlogom, a isparena voda najprije dolazi u taj sloj. Stoga su ovdje vrlo veliki gradijenti temperature i vlažnosti. Zračna strujanja također su pod jakim djelovanjem podloge, jer su površinske sile trenja vrlo velike.

Sloj atmosfere koji je pod znatnim utjecajem podloge proteže se do visina između 1000 i 1500 m iznad Zemljine površine (planetarni gra- nični sloj). Konveksijske struje i turbulencija u tom sloju zraka imaju veliku ulogu pri prenošenju topline i vlage. Također i sile trenja imaju važnu ulogu u određivanju gibanja zraka. Općenito, u tom sloju meteo- rološki elementi imaju izražen dnevni hod u svezi s utjecajem podloge.

Iznad tih slojeva, tj. u slobodnoj troposferi, utjecaj Zemljine povr- šine može se često zanemariti. To se odnosi na sile trenja, a grijanja i hlađenja atmosfere određena su prije svega dinamičkim procesima. Prijenos topline odvija se advekcijom. Tu je izražena konvekcija velikih razmjera (u tropskom i ekvatorskom pojasu), a također je važna turbu-

lencija, kao i oslobađanje / trošenje latentne topline pri promjeni agre- gatnih stanja vode.

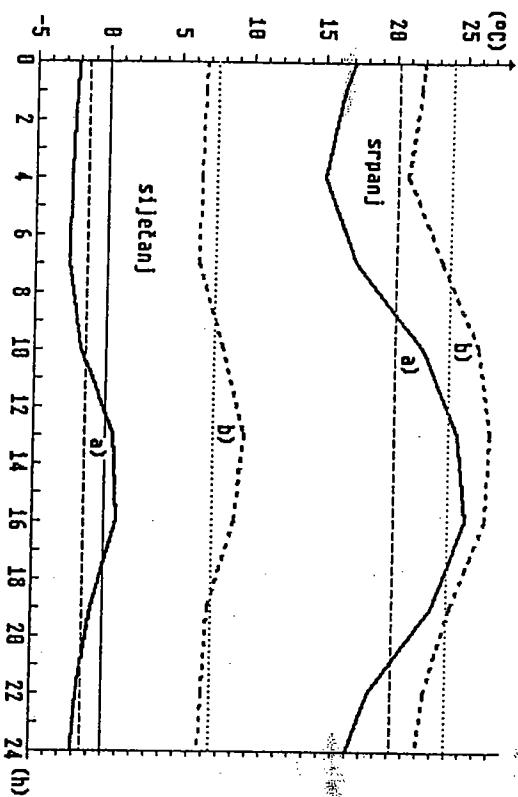
## 5.5. Dnevni i godišnji hod temperature zraka

Dnevni, a također i godišnji obračuni zračenja uz konvekciju i tur- bulenciju te advekciju odražavaju se neposredno na temperaturu zraka. Analize temperaturnih podataka pokazuju da promjene temperatura zra- ka imaju neka posebna svojstva jer temperatura zraka slijedi tempera- turu podloge.

Promjene temperature zraka tijekom dana njezin su dnevni hod. Ti- jekom dana porast temperature zraka iznad kopna (uz isključenu ad- vekciju) počinje nakon izlaska Sunca, kad primitak topline kratkovalnim zračenjem postane veći od gubitka dugovalnim, tj. kad počinje rasti temperatura podloge. Taj porast temperature prvih je nekoliko sati ubr- zan, da bi se razvitkom konveksijskih struja ublažio. Najviše tempera- ture na visini 2 m (na toj visini obično su smješteni termometri u ter- mometrijskim kućicama) jesu 2 do 3 h poslije vrhunca (kulminacije) Sunca, odnosno 1 do 2 h nakon najviših temperatura na površini tla (toliko traje prijenos topline). U ljetnim mjesecima najviše temperature postiču se između 15 i 16, a ponekad i u 17 h mjesnog vremena. Zimi su najviše temperature za vrijeme vrhunca Sunca, odnosno do 13 ili 14 h. Zatim se temperatura počinje smanjivati, jer kratkovalno zračenje naglo slabi, a gubitak dugovalnog zračenja pojačan je (zbog viših tem- peratura), to više što konvekcija traje još neko vrijeme. Zalaskom Sunca ohlađivanje zraka je posljedica efektivnoga dugovalnog zračenja te spu- štanja ohlađenog zraka (osobito na obroncima brda). Stoga je najniža temperatura nešto poslije izlaska Sunca, osim ponekad u ljetnim mjese- cima kada najniža temperatura može biti i prije izlaska Sunca (u slu- čajevima ranijeg zagrijavanja zbog odbijanja Sunčevih zraka od oblaka prema Zemljinoj površini). Zimi su najniže temperature do 1 h nakon izlaska Sunca (sl. 5.7).

Iznad oceana dnevni hod temperature zraka ovisi ponajviše o upi- janju i zračenju u donjem sloju zraka, jer su promjene temperature površine oceana neznatne. Zato najviše temperature zraka mogu nastu- piti i prije nego na površini vode (sl. 5.7).

U suprotropskim područjima (pustinje i stepe) rasponi temperatura su 20 do 25 °C, a ponekad i 40 °C, za razliku od ekvatorskog područja gdje su manji. Porastom zemljopisne širine smanjuju se, na 40 - 50° su oko 10 °C, na 60 - 70° od 6 do 3 °C, a u polarnim područjima 2 do 1 °C. Očito je da uobičajeni dnevni hod ne postoji u polarnim područji- ma gdje u vrijeme solsticija dan, odnosno noć može trajati i 24 h. Op- ćenito su veći rasponi za vedra vremena nego za oblačna, zatim u da- nima bez vjetra nego s vjetrom, potom u ljeti nego u zimi, veći su u udubinama nego na ispupčenjima orografije, dok se s porastom nadmor- ske visine smanjuju, osim na prostranim visoravnima. Međutim, najveće razlike, i to ne samo u veličini raspona, nego i u vremenu nastajanja ekstrema, javljaju se u zraku ovisno da li se nalazi iznad kopna ili iz-



Sl. 5.7. Dnevni hod temperature zraka:

a) za kopno (Zagreb - Pleso, 1966-1975)

b) za more (Dubrovnik - Čitlipi, 1965-1974)

nad mora (tabl. 5.8). Raspon temperatura povećava se idući od mora u unutrašnjost kopna, dok se njegova srednja vrijednost smanjuje.

Tabl. 5.8. Dnevni hod temperature zraka ( $^{\circ}\text{C}$ ):  
za kopno (Zagreb - Pleso, 1966-1975) i  
za more (Dubrovnik - Čitlipi, 1965-1974)

Mjesto	Mjesec	S a t i												Dnevni raspon
		01	04	07	10	13	16	19	22	25	28	31		
Zagreb	I	-2,3	-2,6	-2,7	-1,8	0,5	0,8	-0,9	-1,8	-1,4	3,7	3,7		
	VII	16,3	15,0	17,3	22,1	24,6	25,2	22,9	18,5	20,2	10,2			
Dubrovnik	I	6,6	6,4	6,3	8,0	9,6	9,0	7,2	6,9	7,5	3,3	3,3		
	VII	21,7	20,9	23,4	26,1	26,9	26,6	24,2	22,4	24,0	6,1			

Tijekom dana temperatura može znatno odstupati od prosječnih vrijednosti. Takvi su slučajevi u svezi s advekcijom zraka, posebno s prolazom frontalnih sustava. Tada odstupanje temperature za 10 do 15  $^{\circ}\text{C}$  može nastupiti u kratkom vremenskom razmaku.

Godišnji hod temperature zraka najčešće se prikazuje pomoću srednjih mjesečnih temperatura. Taj je hod ponajprije određen revolucijom Zemlje i nagibom rjezine osi prema ekliptici, zatim razdiobom kopna i mora te nadmorskom visinom, dok su ostali čimbenici zanemarivi. Stoga postoji nekoliko tipova godišnjeg hoda.

Ekvatorski tip proteže se između 120 sjeverne i južne zemljopisne širine, a ima malen raspon (1 do 5  $^{\circ}\text{C}$ ) s 2 maksimuma i 2 minimuma, uz dosta velik srednjak (25 do 30  $^{\circ}\text{C}$ ).

Tropski tip približava se Sunčevim obratnicama (23 $^{\circ}$ ), te se gubi dvojnost ekstrema. Raspon je nešto povećan, a srednjak je velik.

Monsunski tip pojavljuje se u područjima monsunskih vjetrova, a posljedica je pojava dvaju parova ekstrema. Raspon se još povećava.

Oceanski tip ima veliko kašnjenje maksimuma (rujan), a pojavljuje se obično uz zapadne obale kontinenta u nižim zemljopisnim širinama (15 - 40 $^{\circ}$ ), gdje teku hladne morske struje.

Tip umjerenog pojasa pojavljuje se u umjerenim zemljopisnim širinama, a ima izrazite ekstreme koji nastupaju 1 do 2 mjeseca poslije solsticija. Rasponi su veliki, iznad mora i oceana 10 do 15  $^{\circ}\text{C}$ , a iznad kopna 20 do 40  $^{\circ}\text{C}$ , pa čak i 50 do 60  $^{\circ}\text{C}$ . U ovom tipu izražena su četiri godišnja doba.

Polarni tip ima redovito najmanji srednjak i najveći raspon, osobito iznad kopna. Svojevremeno je kratko ljeto (2 mjeseca) i duga zima (6 mjeseci), dok ekstremni u odnosu prema solsticiju kasne 2 do 3 mjeseca. Utjecaj mora i kopna na godišnji hod temperature zraka vrlo je važan; prikazan je u tablici 5.9, a odnosi se za istu zemljopisnu širinu.

Tabl. 5.9. Godišnji hod temperature zraka ( $^{\circ}\text{C}$ ):  
za ocean - Torshavn (62 $^{\circ}$  03' N, 06 $^{\circ}$  45' W, 23 m) i  
za kopno - Jakutsk (62 $^{\circ}$  01' N, 129 $^{\circ}$  43' E, 106 m)

T	M j e s e c i												Godišnji sred. raspr.	
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.		
44	3,7	4,1	5,0	7,4	9,2	11,2	11,5	9,9	7,1	6,3	5,5	7,1	7,8	7,8
J	-42,3	-35,7	-24,5	-8,3	6,7	16,4	19,8	15,3	6,9	-7,3	-28,3	-37,8	-9,9	

Iz tih podataka može se nešto zaključiti. Tako se, idući od mora u unutrašnjost kopna, srednje godišnje temperature smanjuju, jer se brže smanjuju zimske temperature nego što se ljetne povećavaju. Rasponi temperatura povećavaju se idući od mora u unutrašnjost kopna, a ekstremi temperatura na moru kasne u odnosu prema ekstremima na kopnu.

Povećanjem nadmorske visine iznad kopna godišnji se rasponi temperatura atmosfere smanjuju. Međutim, iznad mora (nakon njegova ublažavajućeg utjecaja) dolazi do povećanja raspona temperatura (najviše na visinama 1 do 2 km), a zatim do njegovog smanjenja.

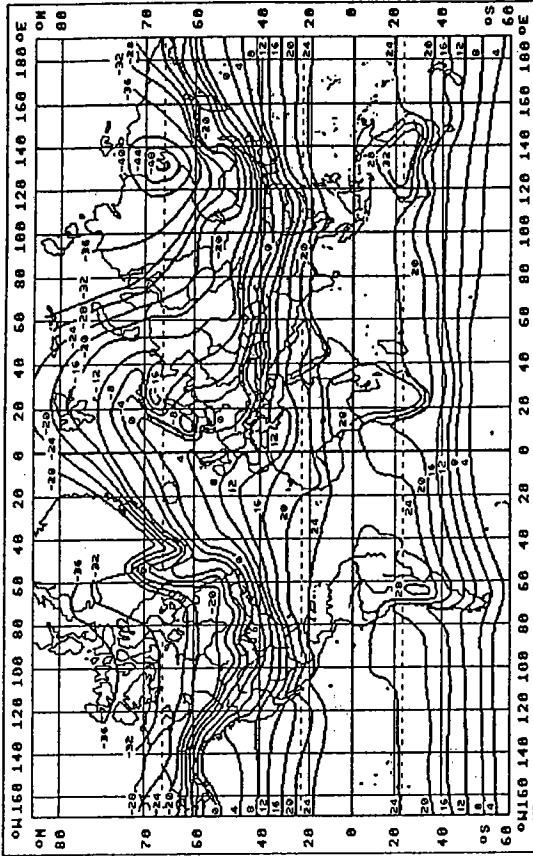
Dnevni odnosno godišnji hod temperature zraka jedna je periodična promjena. Odstupanja od te periodičnosti u dnevnom hodu određena su ponajprije advekcijom, a u godišnjem hodu uzrokovana su s promjenom općega atmosferskoga kruženja. Pritom je potrebno istaknuti da temperatura i njezine promjene znatno utječu na druge meteorološke elemente i pojave, a istodobno i oni djeluju na temperaturu.

## 5.6. Razdioba temperatura zraka na Zemljinoj površini

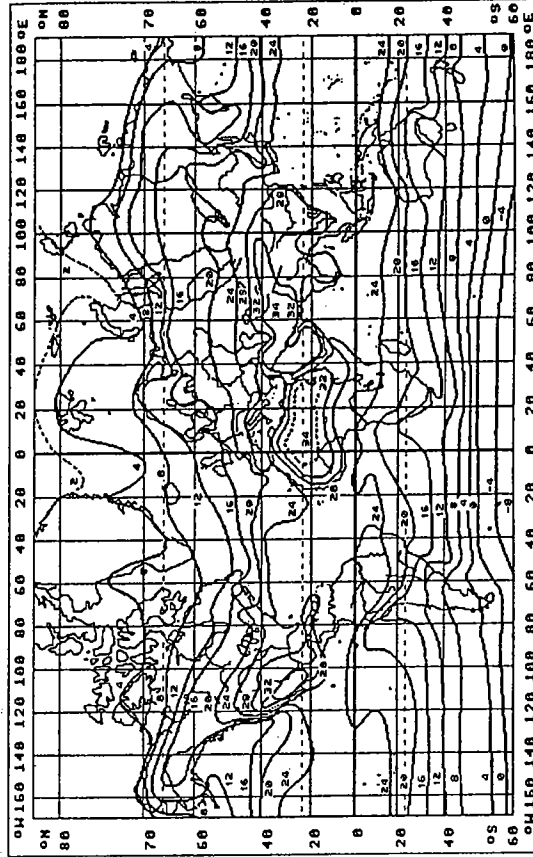
Kad bi Zemljina površina bila istorodna i ravna i kad bi atmosfera svuda bila iste prozračnosti za Sunčeva i Zemljina zračenja, temperatura bi, očito, uz astronomske elemente gibanja Zemlje ovisila o zemljopisnoj širini i mogla bi se lako izračunati. Te teorijske vrijednosti temperature pokazivale bi temperature tzv. Sunčeve (solarne) - matematičke klime. Prema tome, navedene pretpostavke nisu stvarne; postoji fizička klima. U njoj dolazi do izražaja djelovanje ostalih čimbenika, kao razdioba kopna i mora, orografija, raznorodnost atmosfere, oblaci, zračna strujanja i drugo. Podaci pokazuju da je fizička klima blaža u odnosu prema Sunčevoj. U tablici 5.10. navedene su vrijednosti temperature za fizičku i Sunčevu klimu na pojedinim zemljopisnim širinama. Pritom se može uočiti da je u cjelini sjeverna polukugla Zemlje za otprilike 2 °C toplija od južne (razdioba kopna i mora), da su na sjevernoj polukugli ljeta toplija nego na južnoj, a zime su nešto hladnije. Također se uočava da je prosječna temperatura za cijelu Zemlju 14,3 °C.

Tabl. 5.10. Srednje temperature zraka (°C) na Zemljinoj površini

Zemljopisna širina (°)	Fizička klima		Sunčeva klima
	siječanj	srpanj	
90 N	-36,0	0,0	-19,0
80	-32,2	2,0	-17,2
70	-26,9	7,2	-10,4
60	-16,4	14,0	-0,6
50	-7,7	18,1	5,4
40	4,6	23,9	14,0
30	13,8	26,9	20,4
20	21,8	27,3	25,0
10	25,4	26,1	26,0
0	25,0	25,6	25,4
10 S	25,2	23,6	24,7
20	25,3	20,1	22,8
30	22,6	15,0	18,3
40	15,3	8,8	12,0
50	8,4	3,0	5,3
60	2,1	-9,1	-3,4
70	-3,5	-23,0	-13,6
80	-10,8	-39,5	-27,0
90	-13,8	-48,0	-33,0
N polukugla	8,1	22,4	15,2
S polukugla	17,8	9,7	13,3
Zemlja	12,6	16,0	14,3



Sl. 5.8. Srednje siječnjaške izoterme (°C) na morskoj razini



Sl. 5.9. Srednje srpanjske izoterme (°C) na morskoj razini (England i Ulbricht, 1980)

Razdioba srednjih temperatura zraka na Zemljinoj površini u siječnju i srpnju (mjeseci s ekstremnim vrijednostima temperatura) prikazana je na slikama 5.8. i 5.9. pomoću izotermi. Izoterme su crte koje spajaju mjesta iste temperature. Na navedenim slikama izoterme su svodene (vidjeti točku 5.7) na srednju morsku razinu da bi se izbjegao utjecaj



nadmorske visine, tako da ove planetarne izotermne pokazuju uglavnom djelovanje zemljopisnih širina, razdiobe kopna i mora te morskih struja na temperaturu. Općenito, s porastom zemljopisne širine temperature se paralelana tamo gdje je podloga istorodna na velikim prostranstvima - okeanima, što se bolje uočava na južnoj polukugli. Na sjevernoj polukugli, zbog nejednakolike rasporedenog kopna, pojavljuju se znatna izobličenja izotermi. Na primjer, izoterna 0 °C u sjevernu iznad europskog kontinenta ide gotovo meridionalno od Skandinavije do Zagreba, pa tek onse, što je osim ostaloga, posljedica da se tzv. toplinski ekvator (najtopliji pojas na Zemlji) ne nalazi na zemljopisnom ekvatoru, već nešto sjevernije, u prosjeku oko 10 °N.

Najtoplija područja na Zemljinj površini su pustinje u suprotnskom području. Izmjerene temperature prelaze vrijednosti 55 °C, a drži se da mogu doseći i 60 °C. Pritom je bitno istaknuti da se temperatura zraka mjeri u hladu, tj. termometar ne smije biti izložen izravnom djelovanju Sunčevih zraka. Najviše izmjerene temperature su 57.8 °C, El Azizia - Libija (13.9.1922) i San Luis - Meksiko (11.8.1933), zatim 57.0 °C, Ba-taques (3.9.1961) i Delta (12.9.1966), Mexicali/Baja California - Meksiko, potom 56.7 °C, Death Valley - SAD Kalifornija (10.7.1913). U Europi je najtoplije bilo u Sevilli - Španjolska, gdje je izmjereno 50.0 °C (4.8.1881).

Najniže izmjerene temperature na sjevernoj polukugli bile su -77.8 °C (1938) i -71.1 °C (-2.1964), Ojmjakon - Sibir, zatim -67.8 °C, Ver-tura na Antarktici relativno kratko, izmjerene su vrlo niske temperature, niže nego na sjevernoj polukugli te iznose -91.5 °C (nepoznat datum), S 106052° E 3420 m, zatim -86.6 °C, Sovetskaja - Antarktiki 78027° S 87035° E 3700 m (17.8.1958). U Europi je bilo najhladnije u Koinasu, Athangelsk - Rusija s izmjerenih -55.0 °C (29.12.1978).

Iz navedenih podataka o ekstremnim temperaturama na Zemlji pro-izlazi da je raspon temperatura vrlo velik te iznosi 149.3 °C, odnosno on je veći 3.5 puta od najvećih dnevnih raspona, koji su oko 43 °C (pustinje). U pustinjama temperature ujutro mogu biti vrlo niske, pa i negativne.

Ekstremne temperature u Hrvatskoj dosta su istaknute. Tako su naj-više temperature zraka izmjerene u Pločama, 42.8 °C (4.8.1981). Naj-niže pak temperature, ako se izuzmu mjesta na većim nadmorskim vi-sinama, ima Čakovec, -35.5 °C (3.2.1929). Najviša temperatura u Za-grebu bila je 40.3 °C (5.7.1950), a najniža -22.2 °C (24.1.1942).

5.7. Promjena temperature zraka s visinom

U donjim slojevima atmosfere, tj. u troposferi, temperatura zraka najčešće se smanjuje s visinom, te se govori o atmosferskom uspravnom (vertikalnom) temperaturnom gradijentu (γ). Obično se određuje za pro-

mjene visine 100 m. Taj gradijent temperature nije stalan, već se mijenja ovisno o tome je li ljetno ili zima, dan ili noć, postoji li advekcija zraka itd. U prosječnim uvjetima gradijent je  $\gamma = -0.0065 \text{ K/m}$  (-0.65 °C/100 m), a zimi je manji: -0.4 do -0.6 °C/100 m. U slobodnoj atmosferi temperaturni gradijent nešto je veći nego u brdima.

Temperatura zraka T na nekoj visini z određuje se iz:

$$T = T_0 + \gamma (z - z_0), \quad (5(27))$$

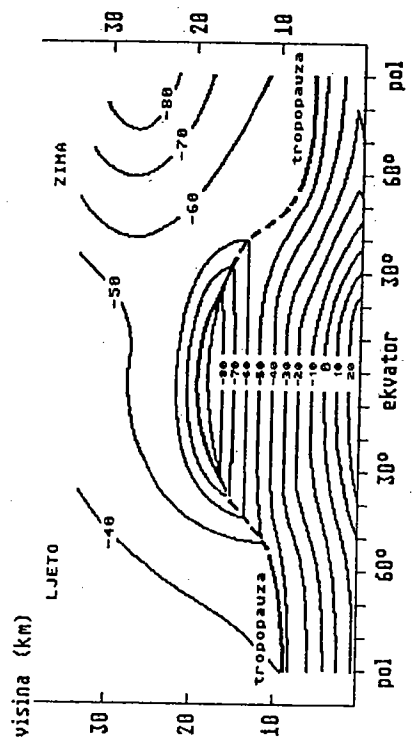
gdje je  $T_0$  temperatura na početnoj visini  $z_0$ .

Katkad na pojedinim mjestima (u nekom sloju atmosfere) uspravni temperaturni gradijent može znatno odstupati od prosječnih vrijednosti. Temperature zraka mogu porasti s visinom - temperaturna inverzija (inversion; Inversion), odnosno postoji i granični slučaj kada je temperatura stalna s visinom - izotermija (isothermal; Isothermie), a u posebnim slučajevima temperatura može jako opadati s visinom (superadijabatski gradijent). Te vrijednosti gradijenata povezane su s atmosferskom stabilnošću i uspravnim gibanjima zraka. Ovisnost temperature o visini može se grafički prikazati, a takva krivulja zove se krivulja stanja (sl. 8.8).

U slučajevima inverzije ( $\gamma > 0$ ) i izotermije ( $\gamma = 0$  °C/100 m) zrak je u vrlo stabilnoj ravnoteži, tako da nema slobodnog uspravnog mijenjanja. Radijacijska inverzija stvara se uz tlo kada je obračun zračenja između podloge i atmosfere negativan. Pojavljuje se najčešće noću i zimi, a pogoduju joj tišina ili slab vjetar, vedrina i suboća zraka, snijeg na tlu i udubljivanja orografije (kotline). Debljina sloja inverzije je do nekoliko stotina metara. U tom sloju skupljaju se razne čestice aerosola te se mogu stvarati magle i niski oblaci (Stratus). Nadalje, inverzija se može stvoriti ljeti kad uz brdovite obale mora teku hladne morske struje. Postoje advekcijske inverzije, kada topli zrak nailazi iznad hladne podloge (obično zimi iznad kopna, a ljeti iznad mora), zatim frontalne inverzije na granicama dviju zračnih masa kad iznad nižeg hladnog zraka nadire topli zrak (topla fronta) ili kada se hladni zrak podvlači ispod toplog zraka (hladna fronta). Vrijeme je tada oblačno, a pojavljuju se oborine. Inverzije dinamičkog podrijetla pojavljuju se pri spuštanju i zagrijavanju zraka (adijabatsko zagrijavanje) (točka 8.2).

Superadijabatski gradijenti su kad je  $\gamma < -1$  °C/100 m, tada je izražena nestabilnost atmosfere i mogućnost jakog mijenjanja zraka po visini. Ti gradijenti nastaju ljeti u nižim slojevima atmosfere (debljine do 500 m) jakim grijanjem podloge (osobito nad ravninama). U takvim uvjetima uz vlagu, posebno u brdima kad vodoravno gibanje dobije izvjesnu uzlaznu komponentu, nastaju konvekcijski oblaci i grmljavine. Zimi su povoljni uvjeti za superadijabatske gradijente uz tople obale mora i vrlo hladna brda. Superadijabatski gradijenti nastaju i advekcijom hladnog zraka na visini. Tada se na Jadranu uz određene uvjete, hladni zrak počinje spuštati, a posljedica je pojava jakog vjetera - bure.

Promjene temperatura s visinom i visine tropopauza ovisno o zemljopisnoj širini za toplo i hladno doba godine prikazane su na slici 5.11).



Sl. 5.10. Shematski meridionalni presjek atmosfere: tanke crte su izoterme (°C) a debele crte su tropopauze

Navedena slika pokazuje da je na sjevernoj polukugli u ljetnim mjesecima u donjoj troposferi najtoplije nešto sjevernije od ekvatora te da se temperatura smanjuje idući prema polu. Zimi je najtopliji ekvator, a pol je izrazito hladan, jer već malim pomakom uvis temperatura nešto raste - inverzija. U gornjim slojevima troposfere, tropopauzi i u donjoj stratosferi najhladnije je nad ekvatorom. Ljeti, ide li se prema polu, temperatura raste, a zimi su i ekvator i pol hladni, a nad umjerenim zemljopisnim širinama pojavljuje se toplo područje. Opadanje temperature s visinom ne ovisi mnogo o zemljopisnoj širini. Jedino su kolebanja manja s porastom zemljopisne širine.

Dopunska literatura

Eimer, J. i H. Häckel, 1979: *Wetter und Klimakunde*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 269.  
 England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
 Makjanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.  
 Penzar, I. i B. Penzar, 1985: *Agroklimatologija*. Školska knjiga, Zagreb, 274.

6. ATMOSFERSKI TLAK

6.1. Osnovno o tlaku

Na tijelo uronjeno u vodu, već i u neznatnu dubinu, primjećuje se djelovanje vode (težina iznad težeće vode) koje raste s povećanjem dubine. Slično vrijedi i u atmosferi. Međutim, ti učinci su slabije izraženi, te je prošlo mnogo vremena dok ljudi (Torricelli - 1642) nisu shvatili da je zrak tvar i da ima težinu. Atmosfera je zapravo ocean zraka čije se dno nalazi na Zemljinoj površini. Dodatna razlika je što se gustoća vode s dubinom neznatno mijenja za razliku od zraka, čija se gustoća znatno smanjuje s visinom.

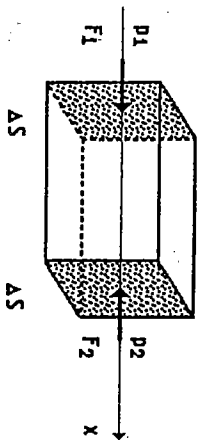
Milijarde i milijarde molekula i atoma u atmosferi neprestano se gibaju uokolo velikim brzinama, međusobno se sudaraju i udaraju na razne plohe prepreka. Gibanja molekula i atoma zraka u svezi su s termičkim gibanjima, koja su to intenzivnija što su više temperature. Djelovanje udaraca molekula i atoma atmosfere na neku površinu očituje se kao sila koja se, preračunata na jedinicu površine, zove atmosferski tlak (engleski: air pressure; njemački: Luft Druck). Veličina tog tlaka u određenoj točki atmosfere neovisna je o položaju te površine. Ako se jedinica površine postavi vodoravno i ako se zamisli prizma kojoj je ta jedinčna površina osnovica, a visina joj se proteže do vrha atmosfere, tada je sav zrak u prizmi, podržavan u ravnoteži udarcima molekula, ispod osnovice prizme. Može se kazati da je atmosferski tlak u nekoj točki jednak težini stupca zraka jediničnog presjeka koji se proteže od točke do vrha atmosfere. Tlak zraka opada s visinom, iz čega proizlazi da je on najveći na Zemljinoj površini, a jednak nuli na gornjoj granici atmosfere. Ukupni udarci molekula i atoma na neku plohu djelovanje su sile F na tu plohu ΔS, tj. postoji tlak p:

$$p = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{F}{\Delta S} \quad (6.1)$$

Paskal (Pa) je jedinica za tlak a određen je djelovanjem sile 1 N na površinu 1 m<sup>2</sup>. U meteorologiji primijenjena vrijednost 1 Pa dosta je mala i uzima se sto puta veća jedinica, te se za mjeru tlaka primjenjuje jedinica 1 hPa. Tlak se još izražava u milibarima (mb ili mbar), te postoji veza:

$$1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb.} = 10^2 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

Neko tijelo bit će u mirovanju ako su sile koje djeluju na njega u ravnoteži. Za pomake u vodoravnoj ravnini u takvom slučaju vrijedi (sl. 6.1):



Sl. 6.1. Ravnoteža sila za vodoravne pomake

$$F_1 + F_2 = 0 \quad \text{te slijedi:}$$

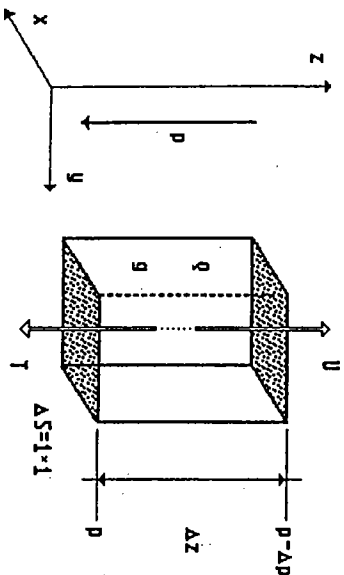
$$p_1 \Delta S = - p_2 \Delta S$$

$$p_1 = - p_2,$$

što znači da su tlakovi s obje strane tijela jednaki i suprotnih smjerova djelovanja.

### 6.2. Hidrostatička jednadžba

Za uspravne pomake također vrijedi da će neko tijelo biti u mirovanju ako su sile koje djeluju na njega u ravnoteži te vrijedi da je sila uzgona  $U$  jednaka težini tijela  $T$  (sl. 6.2).



Sl. 6.2. Ravnoteža sila za uspravne pomake

Kako je sila uzgona prema Arhimedovu zakonu razmjerna razlici tlakova, a težina ubrzanju mase  $\Delta M$ , vrijedi:

$$U + T = 0,$$

te slijedi:

$$[(p - \Delta p) - p] \Delta S = g \Delta M$$

$$= g \rho \Delta v = g \rho \Delta S \Delta z$$

$$-\Delta p = g \rho \Delta z$$

odnosno u diferencijalnom obliku:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = - g \rho \quad \text{ili} \quad \frac{\partial p}{\partial z} = - g \rho, \quad (6(2))$$

što je hidrostatička ravnoteža odnosno jednadžba (Laplaceova jednadžba) (hydrostatic equation; Hydrostatische Gleichung). Iz jednadžbe je vidljivo da promjena tlaka s visinom ovisi o iznosu sile teže  $g$  i gustoće zraka  $\rho$ . Prema tome, u atmosferi vrijedi osnovna jednadžba statike fluida. U gravitacijskom polju, zbog smanjenja gustoće zraka s visinom, uspravni gradijent tlaka drži ravnotežu ubrzanju sile teže.

Uz pretpostavku da je gustoća zraka stalna s promjenom visine (temperatura 15 °C) dobiva se homogena atmosfera visine 8435 m, koja u stvarnosti ne postoji jer se gustoća zraka s povećanjem visine znatno smanjuje. Integriranjem izraza 6(2) uz primjenu 5(12) slijedi:

$$p |_{p_0} = - \frac{1}{R} \int_{z_0}^z \frac{g}{T} dz, \quad (6(3))$$

gdje je  $p_0$  tlak na početnoj razini  $z_0$ . Uz pretpostavke da je sila teža stalna s visinom, te primjenom srednje temperature zraka  $[T_m = (T_0 + T)/2]$  u sloju od početne do konačne visine uz primjenu 5(27) slijedi:

$$\ln \frac{p}{p_0} = - \frac{g}{R} \frac{1}{(T_0 + T)/2} (z - z_0)$$

$$p = p_0 e^{- \frac{2 g (z - z_0)}{R [2 T_0 - \gamma (z - z_0)]}} \quad (6(4))$$

Izraz 6(4) pokazuje da se atmosferski tlak eksponencijalno smanjuje s visinom. U tablici 6.1. prikazane su vrijednosti tlaka na pojedinim visinama s pripadajućim temperaturama, pa se može vidjeti da se polovica mase zraka nalazi na visinama do 5,6 km, a 90 % mase u sloju od 0 do 16 km. Promjene tlaka s visinom najveće su u najnižim slojevima atmosfere, gdje se s promjenom visine približno 8 m atmosferski tlak promijeni za 1 hPa; to je barička stopa. Barička stopa najviše ovisi o vrijednosti tlaka, te se s povećanjem visina stopa jako povećava. Međutim, ovisi i o temperaturi, tako da se s njezinim porastom povećava i vrijednost stope.

Da bi se vrijednosti atmosferskih tlakova iznad nekog područja mogle međusobno uspoređivati, s obzirom na to da se meteorološke postaje općenito nalaze na različitim nadmorskim visinama, potrebno je iz izmjerenih vrijednosti isključiti razlike u visinama, tj. potrebno je obaviti svodenje tlaka na referentnu razinu. Svodenje atmosferskog tlaka (redukcija) može se provoditi prema velikoj pravilnosti promjene tlaka s visinom. Najčešće se za referentnu razinu uzima srednja morska razina. U pojedinim slučajevima, posebno ako se uspoređuju atmosferski tlakovi na većim visinama, svodenje se provodi za neku drugu određenu razinu. Za svodenje tlaka koristi se izraz 6(4).

Tabl. 6.1. ICAO - standardna atmosfera i barička stopa (m/1 hPa),  
( $\gamma = -0.0065 \text{ K/m}$ ,  $0.0 \text{ K/m}$ ,  $0.001 \text{ K/m}$ )

Tlak zraka (hPa)	Visina (m)	Temperatura zraka (°C)										
		-30	-20	-10	0	10	15	20	30			
10	31055	-45.4						635.0				
25	25029	-51.5						254.5				
50	20576	-55.9						125.9				
100	16180	-56.5	50.0	52.9	55.8	58.7	61.6	63.1	64.6	67.5		
200	11784	-56.5	26.7	27.7	28.8	29.4	30.9	31.6	32.4	33.8		
300	9164	-44.6	19.0	19.8	20.6	21.4	22.2	22.6	22.9	23.7		
400	7185	-31.7	15.0	15.6	16.2	16.9	17.5	17.8	18.1	18.7		
500	5574	-21.2	12.5	13.0	13.5	14.0	14.5	14.8	15.1	15.6		
700	3012	-4.6	9.5	9.9	10.3	10.7	11.0	11.2	11.4	11.8		
850	1457	5.5	8.1	8.4	8.8	9.1	9.4	9.6	9.8	10.1		
1000	111	14.3	7.1	7.4	7.7	8.0	8.3	8.4	8.6	8.8		
1013.25	0	15.0	7.0	7.3	7.6	7.9	8.2	8.3	8.5	8.8		

Iz navedenog slijedi da hidrostatička jednačba osim što se primjenjuje u meteorologiji primjenjuje se i u određivanju nadmorske ili relativne visine pojedinih točaka u prirodi (pogreške < 1 m). To se posebno primjenjuje u zrakoplovstvu, gdje je atmosferski tlak dijagnostički element za neposredno određivanje visine i promjene visine leta zrakoplova pomoću visinomjera (altimetra) i variometra. Podatak izmjerene vrijednosti atmosferskog tlaka u nekoj zrakoplovnoj luci obilježava se s QFE (primjenjujući tzv. Q - ključ za zrakoplovne i meteorološke izražaje). Izmjerene vrijednosti tlaka računskim se putem svode (uzimajući u obzir i temperaturu) na srednju morsku razinu, a tako dobiveni svedeni tlak obilježava se s QNH.

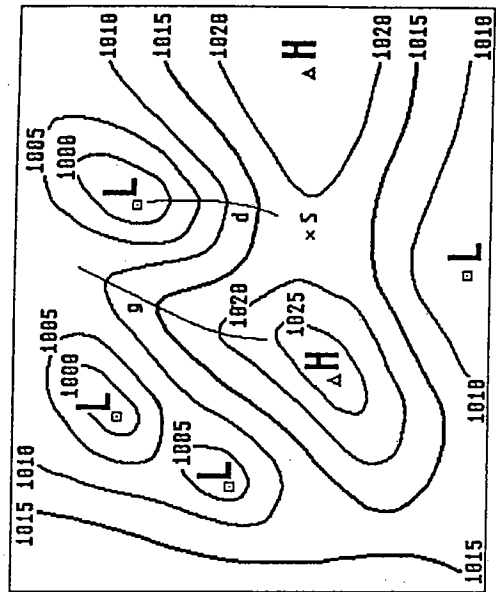
Gustoća zraka smanjuje se s visinom; ovisi o promjeni tlaka, temperature i vlage zraka s visinom, može se izračunati iz 5(12) i 5(21), pri čemu su neke vrijednosti dane u tablici 3.5.

### 6.3. Polje tlaka

Atmosferski tlak na Zemljinoj površini nije svuda jednak ne samo zbog različite nadmorske visine, nego i zato što se u atmosferi neprekidno zbivaju procesi hlađenja i grijanja zraka te priljeva mase zraka na jedno mjesto (tlak raste) ili razilaženja mase zraka (tlak pada).

Vrijednosti atmosferskog tlaka na pojedinim meteorološkim postajama za srednju morsku razinu ili neku drugu razinu, dobivene nakon izvršenog svodenja tlaka po visini, unose se na posebne zemljopisne karte. Odgovarajućom interpolacijom i povezivanjem točaka s istim vrijednostima atmosferskog tlaka, pomoću izobara, dobiva se razdioba atmosferskog tlaka za željeni trenutak ili razdoblje. Izobare se obično izvlače svakih 5 hPa, a prema potrebi i gušće (sl. 6.3). Na taj način

dobiva se oblik izobara na zemljopisnoj, sada već meteorološkoj karti - polje atmosferskog tlaka (barički reljef - sustav).



Sl. 6.3. Polje atmosferskog tlaka, objašnjenje u tekstu

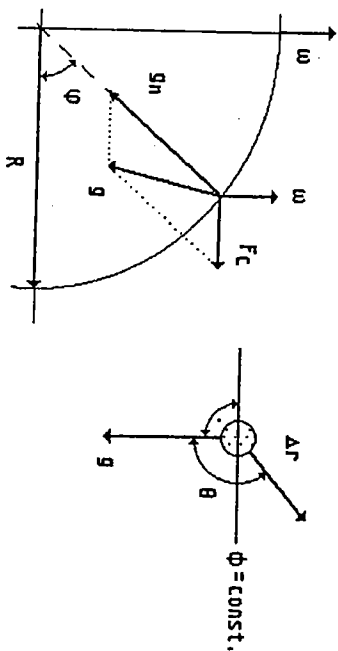
Kada su izobare na određenom području zatvorene krivulje, one tvore područja visokog, odnosno niskog atmosferskog tlaka. Središte niskog tlaka, odnosno barometarski minimum obilježava se obično slovima N (niski), C (ciklona), L (low - engleski) ili T (Tiefdruckgebiet - njemački), dok se središte visokog tlaka, odnosno barometarski maksimum obilježava s V (visoki), A (anticiklona), H (high - engleski), H (Hochdruckgebiet - njemački). U istom području polja tlaka izraženiji minimum, odnosno maksimum zove se glavnim ili primarnim, a slabije izraženi sporednim ili sekundarnim. Izduženo područje niskog tlaka jest dolina niskog tlaka (trough; Tiefdrucktrog), čija je os na slici 6.3 obilježena slovom d (osobito izdužena dolina naziva se korito), dok je izduženo područje visokog tlaka greben visokog tlaka (ridge; Hochdruckkeil), čija je os obilježena slovom g. Područje nasuprot smještenih dvaju minimuma i dvaju maksimuma je hiperbolička točka ili sedlo (col; Sattelpunkt) označeno sa s.

### 6.4. Geopotencijal i izobarne plohe

Glade svog položaja u Zemljinom gravitacijskom polju, svako tijelo ima neku potencijalnu energiju; tj. sposobnost tijela da vrši rad naziva se potencijalom. Iznos te energije ovisi o veličini Zemljine sile teže (kao vektorski zbroj gravitacijske sile  $g_n$  i centrifugalne sile  $F_c$  Zemlje, sl. 6.4), koja djeluje na to tijelo i uspravnoj udaljenosti od standardne referentne plohe. Dogovorno se uzima srednja morska razina za standardnu referentnu plohu za određivanje potencijalne energije sile teže,

tj. na toj je razini potencijalna energija nekog tijela zbog djelovanja sile teže jednaka nuli.

$$g = g_n + F_c \quad (6.5)$$



Sl. 6.4. Sila teža i rad u polju teže na putu  $\Delta r$

Ako se čest zrakca (obujam zrakca razmjerno male veličine) giba u polju sile teže duž nekog puta  $\Delta r$ , ona vrši rad  $\Delta W$ , koji također ovisi o kutu, između smjera djelovanja sile teže i smjera gibanja  $\Theta$ , sl. 6.4:

$$\Delta W = g \Delta r \cos \Theta. \quad (6.6)$$

Općenito su potencijal  $\Delta \Phi$  i rad povezani:

$$\Delta \Phi + \Delta W = 0, \quad (6.7)$$

te slijedi:

$$\Delta \Phi = -g \Delta r \cos \Theta. \quad (6.8)$$

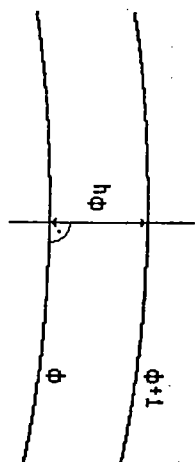
Za  $\Delta \Phi = 0$  dobiva se  $\Phi = \text{konstanta}$  (to su potencijalne plohe, a glede djelovanja Zemljine sile teže zovu se **geopotencijalne plohe**), te za uspravne pomake  $\Delta r \approx \Delta z$  izraz  $\delta(8)$  u konačnom obliku izgleda:

$$\partial \Phi = g \partial z \quad \text{odnosno} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial z} = g \quad \text{odnosno} \quad \Phi = \int_0^z g \partial z \quad (6.9)$$

Sila teža okomita je na geopotencijalne plohe, te se iz tog svojstva može izvesti pojam **dinamička visina**  $h_\Phi$ , tj. visina jedinične promjene potencijala (sl. 6.5).

$$h_\Phi = \frac{1}{g}. \quad (6.10)$$

Kako sila teža nije stalna veličina, to dinamička visina ovisi o njezinoj vrijednosti, što se vidi iz tablice 6.2. Prikazu li se geopotencijalne plohe u razmacima 1 J, slijedi da je debljina tih jediničnih slojeva 1/g m ili približno 1 dm. Zato se za geopotencijal kaže da je to dinamička



Sl. 6.5. Visina jediničnog sloja

Tabl. 6.2. Jedinična dinamička visina u ovisnosti zemljopisne širine

$\phi$ ( $^\circ$ )	0	20	40	60	80	90
$g$ ( $m \cdot s^{-2}$ )	9.780.5	9.786.5	9.801.8	9.819.3	9.830.7	9.832.4
$h_\Phi$ (m)	0.10224	0.10218	0.10202	0.10184	0.10172	0.10170

visina, iz čega slijedi: Ako se masa od 1 kg podigne približno za 1 dm, njezina potencijalna energija povećava se za 1 J.

Osnovna jedinica dinamičke visine jest dinamički decimetar - din dm ( $1 m^2 s^{-2}$ ). Kako je to razmjerno mala veličina, primjenjuje se veća jedinica: dinamički metar - din m ( $10 m^2 s^{-2}$ ). Iz navedenoga se vidi da je 1 din m približno za 2% veći od iznosa običnog duljinskog metra, tj.  $h_\Phi \approx 1.019$  m. Stoga slijedi dogovor: Iznos 1 din m smanjuje se za  $\approx 2\%$ , te je tako dobiveni iznos jednak veličini geopotencijalnog metra - gpm.

$$1 \text{ gpm} = 0.980665 \text{ din m} = 9.80665 m^2 s^{-2} \quad (6.11)$$

U meteorologiji se visine obično izražavaju u geopotencijalnim metrima. Prednost ovog načina mjerenja, pred običnim duljinskim metrom, je što se prilikom vodoravnog gibanja zrakca visina izražena u gpm ne mijenja, dok se izražena u običnim metrima ne bi mijenjala samo kada bi se zrak gibao u smjeru zapad - istok.

Jednažba hidrostatike  $\delta(2)$  primjenom geopotencijala  $\delta(9)$  dobiva drugi oblik:

$$\partial p = -\rho \partial \Phi \quad \text{odnosno} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{1}{\rho} = -\alpha. \quad (6.12)$$

Ako je visina  $\delta z$  izražena u metrima, geopotencijalna visina  $H$  u geopotencijalnim metrima jest:

$$H = \frac{1}{9.8} \int_0^z g \partial z \quad [\text{gpm}], \quad (6.13)$$

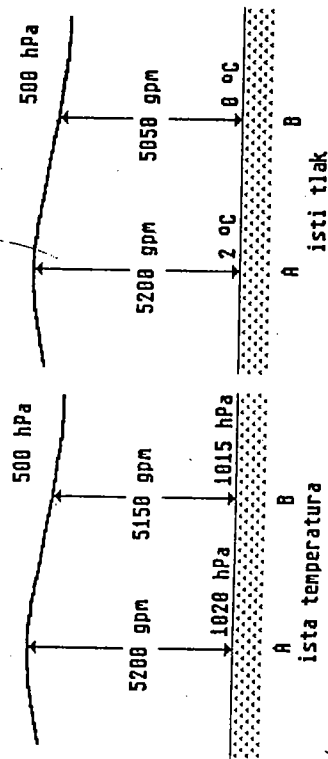
ili za lak:

$$H \Big|_1 = -\frac{1}{9.8} \int_{p_1}^{p_2} \alpha \partial p \quad [\text{gpm}]. \quad (6.14)$$

Općenito se razdioba atmosferskog tlaka može razmatrati na srednjoj morskoj razini (sl. 6.3). Također se slična razmatranja tlaka mogu primijeniti i za neku stalnu visinu. Međutim, pokazalo se da su u mnogim slučajevima razmatranja razdiobe atmosferskog tlaka na nekoj visini dosta nepraktična. Stoga se razmatra ploha stalnog tlaka - izobarna ploha, odnosno određuju se visine izobarne plohe iznad srednje morske razine.

Izobarne plohe u atmosferi nemaju svuda istu visinu. Razlike su određene raznim promjenama atmosferskog tlaka s visinom. U područjima visokog tlaka izobarne plohe su izdignute (konveksni oblik), odnosno one su udubljene (konkavni oblik) u područjima niskog tlaka, dok su pri istom tlaku na analiziranoj ravni na većoj visini u toplom nego u hladnom zraku.

Do kojih visina se protežu sustavi polja tlaka, ovisi o jakosti termičkih i dinamičkih čimbenika, koji utječu na njihovu pojavu i razvoj. Jako razvijeni sustavi tlaka mogu po visini zahvaćati cijelu troposferu, pa čak i donje dijelove stratosfere, dok je u drugim slučajevima njihovo uspravno protezanje ograničeno na prizemni sloj visine 2 do 3 km. Vodravna prostiranja su od nekoliko stotina do tisuća kilometara.



Sl. 6.6. Topografija izobarne plohe

Na slici 6.6. prikazane su ovisnosti visina izobarne plohe (u ovom slučaju 500 hPa) o vrijednosti atmosferskog tlaka u točkama A, odnosno B (uz stalnu temperaturu), iz čega je očito da se do spomenute vrijednosti tlaka na visini treba dignuti to više što je viši prizemni tlak. U drugom slučaju visina izobarne plohe ovisi o vrijednostima prizemne temperature zraka u spomenutim točkama (uz stalni tlak) jer se u toplijem zraku, zbog njegova širenja, treba dignuti to više što je viša prizemna temperatura. Očito je da u atmosferi ovi uvjeti djeluju istodobno, a koji će prevladati, ovisi o stvarnim prilikama, što se može izračunati primjenjujući 6(14) slično postupku kao uz izraze 6(3) do 6(4), primjenjujući srednju temperaturu sloja  $T_m$ :

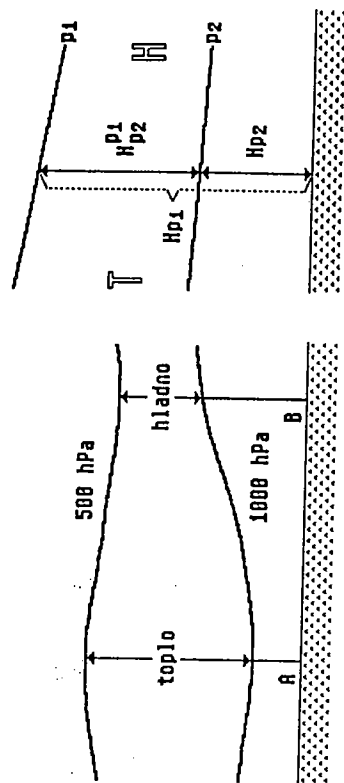
$$H = - \frac{1}{\Phi_1} \int_{p_1}^{p_2} R T \frac{dp}{p}$$

$$H = \frac{R}{9.8} T_m \ln \frac{p_2}{p_1} \quad [\text{gpm}] \quad 6(15)$$

Uvrštavajući vrijednosti za plinsku konstantu, uvodeći virtualnu temperaturu i dekadski umjesto prirodnog logaritma, nakon sređivanja dobiva se:

$$H = 67.442 T_{vm} \log \frac{p_2}{p_1} \quad [\text{gpm}] \quad 6(16)$$

Prethodni izraz pokazuje da visina izobarne plohe  $p_1$  iznad neke početne visine, gdje je tlak zraka  $p_2$ , ovisi osim o vrijednosti donjeg tlaka i o srednjoj temperaturi zraka u tom sloju; visina je to veća što su viši donji tlak i srednja temperatura sloja zraka. Također se pokazuje da udaljenost između dviju izobarnih ploha ovisi o srednjoj temperaturi između njih, te je veća u toplom nego u hladnom zraku (sl. 6.7). To je relativna udaljenost dviju izobarnih ploha, za razliku od apsolutne, koja govori o visini neke plohe iznad srednje morske razine.

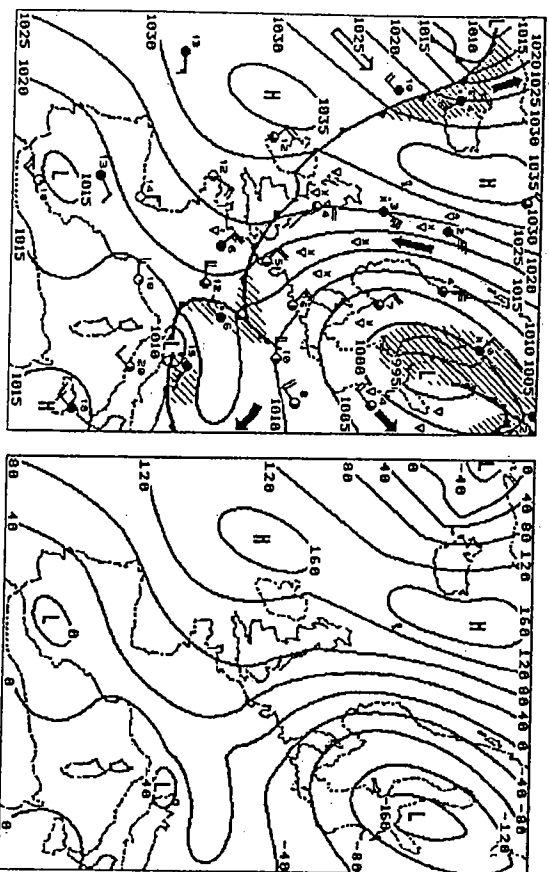


Sl. 6.7. Apsolutna i relativna visina izobarnih ploha

Apsolutna topografija (AT p) plohe p prikazuje njezinu visinu iznad srednje morske razine. Ona ovisi o tlaku na srednjoj morskoj razini i srednjoj temperaturi sloja zraka između srednje morske razine i te plohe (sl. 6.8. desno i sl. 6.9. lijevo).

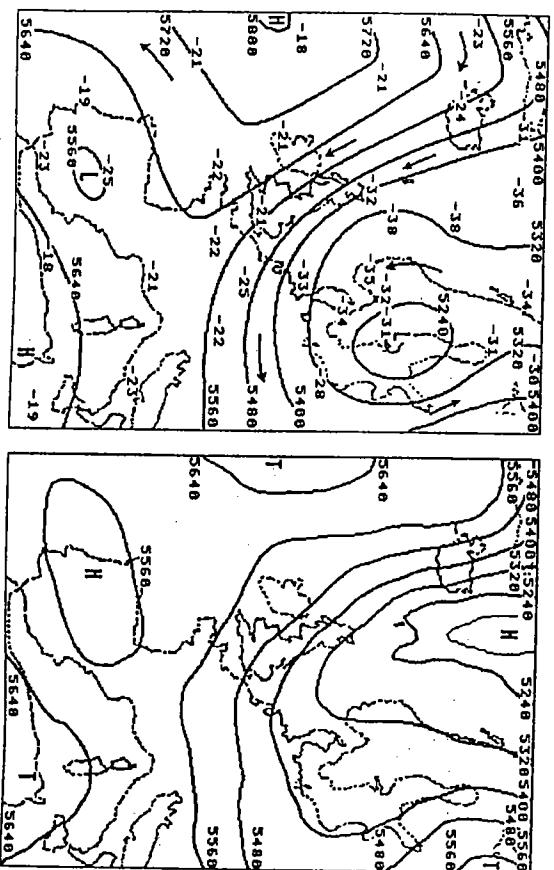
Relativna topografija (RT  $p_1/p_2$  ili RT  $p_2$ ) ploha  $p_1$  i  $p_2$  prikazuje njihove međusobne udaljenosti. Ona ovisi o temperaturi (srednja temperatura sloja zraka između ploha  $p_1$  i  $p_2$ ). RT  $p_1/p_2$  pokazuje toplu područja zraka (više vrijednosti), odnosno hladna područja (niže vrijednosti). Prema tome relativna topografija prikazuje polja temperatura (sl. 6.9. desno).

Kao što je naznačeno, slično prikazivanju razdiobe atmosferskog tlaka na srednjoj morskoj razini pomoću izobara može se prikazati i razdioba atmosferskog tlaka i na nekoj visini. Kako je to dosta nepraktično, razmatraju se i određuju visine izobarne plohe iznad srednje morske razine ili neke druge izobarne plohe primjenjujući apsolutnu, odnosno relativnu topografiju. Odgovarajućom interpolacijom i povezivanjem



Sl. 6.8. Prizemna karta 5.5.1957. 12 UTC,

lijevo: izobare (hPa), temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), vjetar, naoblaka (Srafrirano) i pojave (vjetar  $\nearrow$ , kiša  $\bullet$ , snijeg  $*$ , pljusak  $\nabla$ , pljusak snijega  $\nabla^*$ );  
desno: apsolutna topografija izobarne plohe AT 1000 hPa (gpm)



Sl. 6.9. Visinska karta 5.5.1957. 12 UTC,

lijevo: apsolutna topografija izobarne plohe AT 500 hPa, izohipse (gpm), temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), smjer strujanja; desno: relativna topografija izobarnih ploha RT 500/1000 hPa, izohipse (gpm)

točka s istim visinama izobarne plohe dobivaju se izohipse, koje prikazuju razdiobu atmosferskog tlaka (polje tlaka) za željeni trenutak ili razdoblje. Izohipse se obično izvlače na manjim visinama svakih 40 gpm, dok je na većim visinama taj iznos veći da se izbjegne prevelika gustoća crta.

Primjena apsolutne i relativne topografije vrlo je važna u meteorologiji. Kako je razdioba atmosferskog tlaka neposredno povezana sa zračnim strujanjima (vjetar), slika apsolutne topografije izobarne plohe, na određen način prikazuje polje strujanja. Veća gustoća izohipsa, tj. veći gradijenti tlaka zraka (pressure gradient; Luftdruckgradient) područja su s jakim vjetrom. O tome podrobnije u točki o vjetru. Kako relativna topografija prikazuje razdiobu temperatura, zajednička primjena apsolutne i relativne topografije pokazuje gibanja toplog odnosno hladnog zraka određenom brzinom u nekom određenom smjeru.

Slika 6.8. lijevo prikazuje prizemnu razdiobu tlaka, koja se može primjenom baričke stope preurediti u apsolutnu topografiju plohe 1000 hPa. Pogreška koja se pritom čini zanemarljiva je. Tlak 1015 hPa se prenumerira u geopotencijal visine 0 gpm, zatim 1020 hPa u 40 gpm, 1025 hPa u 80 gpm ... odnosno 1010 hPa u -40 gpm, 1005 u -80 gpm itd. (sl. 6.8. desno).

Relativna topografija na slici 6.9. desno dobivena je kao razlika visina AT 500 i AT 1000 hPa. Pritom su područja niskih vrijednosti relativnih izohipsa RT 500 / 1000 hladna područja, a visoke vrijednosti su topla područja.

Podaci pokazuju da je vodoravna razdioba atmosferskog tlaka na srednjoj morskoj razini obično oko 1 hPa/100 km. U ekstremnim slučajevima vodoravna promjena može biti za red veličine veća, tj. oko 10 hPa/100 km, a na manjim udaljenostima, izuzetno, i znatno viša. To pokazuje da je srednja vodoravna promjena atmosferskog tlaka za približno deset tisuća puta manja od uspravne promjene tlaka [(1 hPa/100 km) / (1 hPa/8 m)  $\rightarrow$  100 000/8  $\approx$  10 000]. Iz navedenoga se vidi da je nagib izobarne plohe prema vodoravnoj ravni vrlo malen i odgovara kutu oko 0,0060 (20 $^{\circ}$ ). Usprikos tome, iako malene, vodoravne promjene tlaka vrlo su važne za gibanja zraka i vremenske pojave u atmosferi. Na visinama se umjesto izobara primjenjuju izohipse. U troposferi gradijenti izohipsa (AT, RT) dosta kolebaju, od 10 do 100 gpm/100 km, te u pravilu gustoća izohipsa s visinom raste.

## 6.5. Dnevni i godišnji hod atmosferskog tlaka

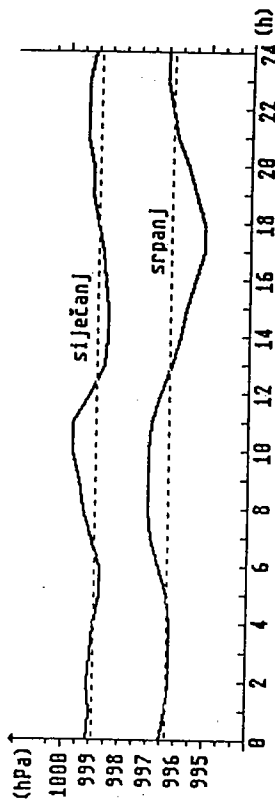
Dnevni, a također i godišnji obratni zračenja uz konvekciju i turbulenciju te advekciju odražavaju se neposredno na temperaturu zraka i posredno na atmosferski tlak. Promjene tlaka su periodičke odnosno nepredviđive prirode u vremenu i prostoru.

Zagrijavanje i hlađenje zraka iznad tople odnosno hladne podloge utječe na promjene atmosferskog tlaka. Grijanje smanjuje gustoću zraka i smanjuje (pad) tlak, a hlađenje zbog povećanja gustoće zraka povećava (raste) atmosferski tlak. Te promjene atmosferskog tlaka posljedica su

termičkih promjena. Atmosfera odnosno zrak ne miruje, nego se prema različitim utjecajima stalno giba kako u uspravnom, tako i u vodoravnom smjeru. Ta gibanja zraka, često velikih razmjera, jedan su od uzroka promjene atmosferskog tlaka. Dijelovi Zemljine površine zahvaćeni toplijim zrakom smanjuju atmosferski tlak, a hladni zrak povećava tlak. Tamo gdje se diže i razilazi zrak, atmosferski tlak pada, a u područjima gdje se zrak spušta i nagomilava, tlak raste. Zbog gibanja te su promjene atmosferskog tlaka dinamičke prirode.

U stvarnosti, termički i dinamički procesi djeluju istodobno neovisno, bilo da su istog ili suprotnog smjera djelovanja.

Dnevni hod atmosferskog tlaka. Atmosferski tlak mijenja se tijekom dana zbog utjecaja periodičkih i neperiodičkih promjena. Periodičke promjene imaju oblik dvostrukog vala s najvišim vrijednostima tlaka 1 do 2 h uoči podneva, odnosno ponoći te najnižim vrijednostima 1 do 2 h uoči izlaska, odnosno zalaska Sunca (sl. 6.10, tabl. 6.3).



Sl. 6.10. Dnevni hod atmosferskog tlaka, Zagreb - Grič (1931-1960)

Tabl. 6.3. Dnevni hod atmosferskog tlaka za Zagreb - Grič (1931-1960); 1000 + (hPa)

S a t i																										
Siječanj												Srpanj														
01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	sr. ra.		
991	91	90	89	87	87	90	93	95	97	97	91	86	85	85	86	87	89	91	91	93	93	93	91	89	12	91
63	62	62	62	63	66	69	70	70	70	69	66	62	59	57	54	51	51	54	57	61	63	65	65	63	19	63

Dnevni hod atmosferskog tlaka najizrazitiji je u tropskom pojasu s dnevnim rasponima 3 do 4 hPa, uz rijetke i slabo izražene neperiodičke promjene. Promjena tlaka iz dana u dan nije viša od 1 hPa. S povećanjem zemljopisnih širina dnevni raspon se smanjuje, u umjerenim širinama je oko 1 hPa, a u višim oko 0.5 hPa. Neperiodička kolebanja su česta i izražena te su između 5 i 10 hPa, posebno u danima izrazitih vremenskih poremećaja. U tim uvjetima dnevni se hod slabo uočava.

Dnevni rasponi tlaka veći su ljeti nego zimi, pri vedrom vremenu nego pri oblačnom, na kopnu nego na moru, što pokazuje važnost udjela

termičkih učinaka u dnevnom hodu.

Pri praćenju dnevnih promjena tlaka, kad su povremena njegova znatna odstupanja (promjene tlaka određene neperiodičkim učincima), uočavaju se znatne promjene vremenskih stanja, tj. takvi podaci mogu poslužiti kao pokazatelji vremenskih promjena.

Godišnji hod atmosferskog tlaka. Izraženiji je hod iznad kopna nego iznad mora, a općenito je u statičkim i termičkim uvjetima viši tlak iznad hladne podloge, odnosno niži iznad tople (tabl. 6.4). Dinamički uvjeti mogu izmijeniti sliku. Postoje tri osnovna tipa godišnjeg hoda: kopneni (kontinentalni), oceanski (maritimni) i polarni.

Tabl. 6.4. Godišnji hodovi za atmosferskog tlaka (hPa) za kopno Zagreb - Pleso (1966-1975), za more Pula (1973-1982)

	M j e s e c i												raspon
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
Z	1006.4	1002.5	1002.8	1000.2	1001.4	1001.9	1002.8	1002.8	1004.9	1006.4	1004.6	1007.0	6.8
P	1009.8	1008.2	1007.2	1004.9	1006.8	1006.6	1006.5	1007.3	1009.4	1007.8	1010.1	1007.7	5.2

Kopneni tip atmosferskog tlaka pokazuje zimski maksimum i ljetni minimum, a oceanski ima suprotna obilježja, što se najbolje uočava u umjerenim zemljopisnim širinama. U njima su rasponi 5 do 6 hPa, nad kopnom i više od 10 hPa. U najkontinentalnijim dijelovima Azije rasponi su 25 do 30 hPa. Ta kolebanja tlaka određena su razlikama u zagrijavanju i hlađenju kontinenta i oceana, tj. suprotnim termičkim učincima na fizički različitim dijelovima Zemljine površine.

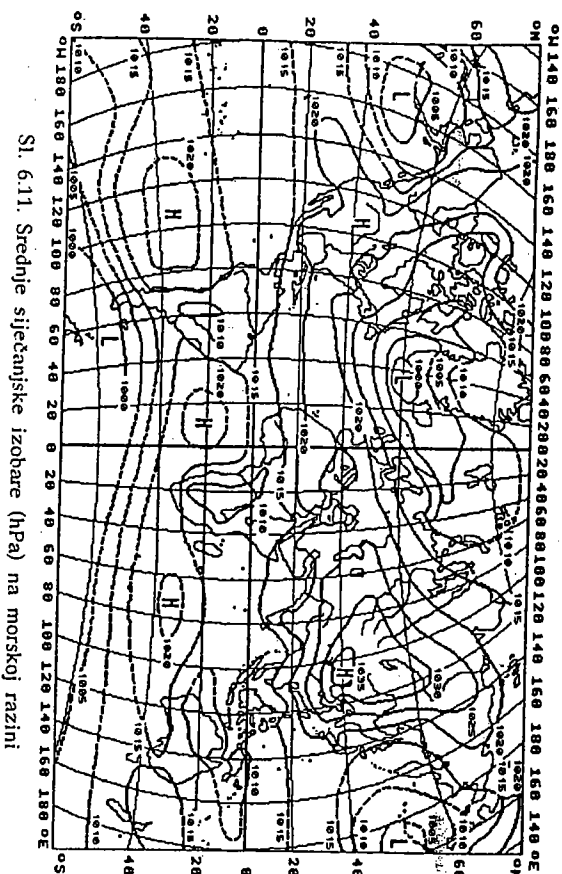
U priobalnim područjima, glede učinaka utjecaja kopna i mora, pojavljuje se prijelazni tip godišnjeg hoda. U zimi prevladava utjecaj kopna, a ljeti mora, kada se pojavljuju najviše vrijednosti tlaka, dok su u prijelaznim godišnjim dobima (proljeće, jesen) najniže vrijednosti.

Za najviše zemljopisne širine (polarni tip) sjeverne polukugle najviši tlak je u travnju i svibnju (koji je povezan s najnižim temperaturama mora), a najniži u siječnju i veljači (u svezi s čestim vremenskim poremećajima u tim područjima). Na južnoj polukugli najviši tlak je u najhladnijim mjesecima (srpanj, kolovoz), dok je najniži u najtoplijim mjesecima (prosinac, siječanj).

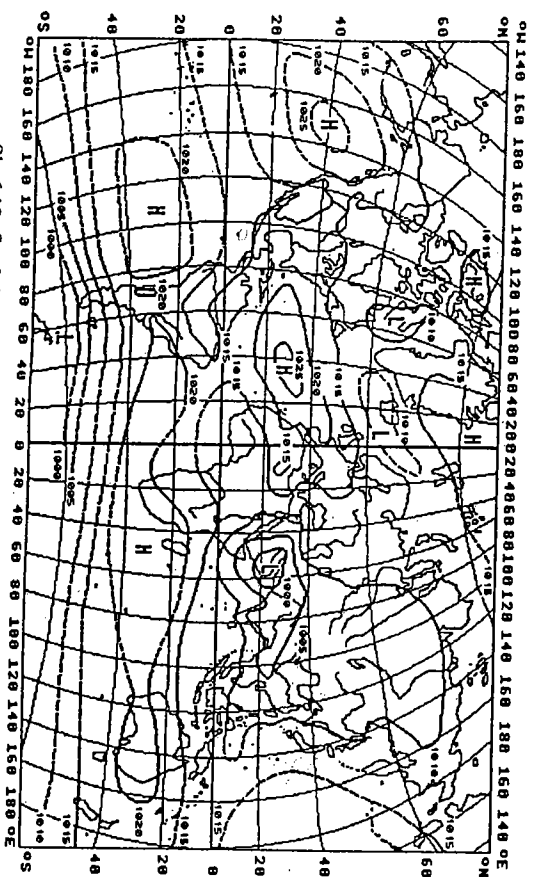
Godišnji rasponi su 5 do 12 hPa u polarnim područjima, što znači da su nešto manji nego u umjerenim širinama, dok su 2 do 3 hPa u području ekvatora. Navedeni godišnji hodovi mogu katkada znatno promijeniti svoj oblik i veličinu pod utjecajem neperiodičkih promjena. To osobito vrijedi u višim zemljopisnim širinama.

Dnevni i godišnji hodovi atmosferskog tlaka predočavaju u osnovi promjene tlaka tijekom vremena. U meteorologiji se vremenske promjene tlaka pažljivo proučavaju, pri čemu je osobito važna promjena atmosferskog tlaka u protekla tri sata, odnosno barometarska tendencija (pressure tendency; Luftdrucktendenz). Interpolacijom i povezivanjem točaka istih vrijednosti barometarske tendencije dobivaju se izalobare, važne u





Sl. 6.11. Srednje siječnjaške izobare (hPa) na morskoj razini

Sl. 6.12. Srednje srpanjske izobare (hPa) na morskoj razini  
(prema: England i Ulbricht, 1980)

vremenskoj analizi i prognozi jer iskazuju područja rasta, odnosno pada atmosferskog tlaka. Izalobare se obično izvlače svakih 1 hPa/3 h.

## 6.6. Razdioba atmosferskog tlaka na Zemljinoj površini

Za dobivanje slike vodoravne razdiobe atmosferskog tlaka na srednjoj morskoj razini razmatra se, obično njegova prostorna razdioba u

pojednim godišnjim dobima. Primjećuje se da uz promjene tlaka sa zemljopisnom širinom važnu ulogu ima vrsta podloge (kopno, more).

U siječnju (zima na sjevernoj polukugli) je oko sjevernog pola izražen visoki atmosferski tlak (termičkog podrijetla), koji se smanjuje idući do otprilike 60°N. Naime, između 50° i 70°N prostrana su područja niskog tlaka (islandski i aleutski minimum), dok su iznad rashladnih dijelova kontinenta (Sibir, Kanada) područja visokog tlaka. Zatim se atmosferski tlak povećava do približno 30°N (dinamičkog podrijetla), a dalje se prema ekvatoru ponovno smanjuje. Na južnoj polukugli područje niskog atmosferskog tlaka nalazi se blizu 5°S (termičkog podrijetla), zatim se tlak povećava do 35°S, a drugo usko područje niskog tlaka graniči s Antarktikom (60° - 65°S). Oko južnog pola izražen je visoki tlak.

U srpnju (ljetno na sjevernoj polukugli) spomenuta područja niskog i visokog tlaka zrakom pomaknuta su za nekoliko stupnjeva prema sjeveru. Znakovite promjene tlaka su iznad kontinenta sjeverne polukugle, gdje tada prevladava niski tlak (termičkog podrijetla). Suprotropski pojas visokog tlaka uglavnom su između 25° i 35° zemljopisne širine na obje polukugle. Taj se pojas zapravo sastoji od više odvojenih polja visokog tlaka i izraženiji je iznad oceana. Navedeno se može vidjeti na slikama 6.11. i 6.12.

Područja na Zemljinoj površini s postojanim i visoko izraženim atmosferskim tlakom su u suprotropskom području, gdje izmjerene vrijednosti tlaka prelaze 1 025 hPa, a mogu doseći i 1 050 hPa. Ipak, najviši izmjereni atmosferski tlak zimi je nad kontinentima i iznosio je 1 083,8 hPa, Agata - Sibir 670°N 930°E 263 m (31.12.1968), zatim 1 079 hPa, Barraul - Sibir 530°N 830°E (23.1.1900), a najniži izmjereni bio je 877 hPa, Guama - Pacifik (24.9.1958).

Na visini približno 5 500 m (AT 500) atmosferski tlak u svim godišnjim dobima povećava se od pola prema ekvatoru. Polarna područja imaju središte niskog tlaka (ponekad dva do tri središta), a tropski pojas ima neznatne vodoravne promjene tlaka. Veći su gradijenti izohipsa zimi nego ljeti.

Vodoravna razdioba tlaka u određenom trenutku, osobito u prizemnim slojevima, može se znatno razlikovati od prosječne razdiobe s puno nepravilnih oblika i detalja.

### Dopunska literatura

- England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.
- Hrgjan, AH, 1978: *Fizika atmosfere*, tom 1. Hidrometeorolozi, Leningrad, 247.
- Hrgjan, AH, 1986: *Fizika atmosfere*. Hidrometeorolozi, Leningrad, 328.
- Makšanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.
- Reallack, BJ, 1973: *Compendium of Meteorology*, *Physical Meteorology*. WMO, Geneva, 222.

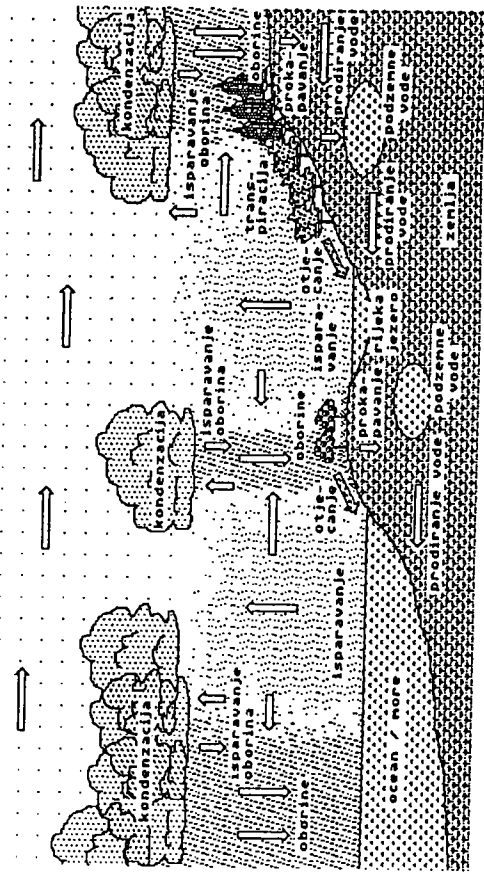
Za isparavanje vode nužna je toplina, dok se pri ukapljivanju oslobađa, tako da su isparavanje vode i ukapljivanje vodene pare važni uređivači temperature na Zemlji. Vodena para i njezini proizvodi (oblaci, oborine) upijaju u znatnoj mjeri Sunčevo i Zemljino zračenje, te tako u još jednom obliku djeluju na temperature prilike u atmosferi i na Zemljinu površini.

## 7. VLAGA ZRAKA

### 7.1. Hidrološki ciklus

Voda se u prirodi, također i u atmosferi, pojavljuje u sva tri agregatna stanja kao: led, tekuća voda i vodena para. Iako je važnost leda i tekuće vode neosporna, vodena para je posebno važna za život na Zemlji i za razvitak vremena. U točki 3.1. spomenuta je vodena para kao sastavni dio zraka, odnosno u 4.4. kao upijač dugovalnog zračenja.

Vodena para u atmosferu dolazi isparavanjem vode sa Zemljine površine. To je nevidljiva struja molekula vode (neravnomjerno raspoređena u atmosferi), koja se oslobađa s površina voda (oceana i mora, jezera i rijeka), snijega i leda, vlažnog zemljišta i biljnog pokrivača.



Sl. 7.1. Hidrološki ciklus

Nakon dizanja (konvekcija) premještanja (advekcija) i širenja (difuzija, slabije izražena) u atmosferi, vodena para se pretvara u vodu (ukapljivanje) ili u led (depozicija). Pritom velike nakupine vodenih kapljica, ledenih kristalica i vodene pare stvaraju oblake iz kojih padaju oborine (kiša, snijeg, i sl.) na Zemljinu površinu, te je na taj način zatvoren kružni put vode ili hidrološki ciklus (sl. 7.1). Pala oborina (i topljenje snijega) otječe krutom Zemljinom površinom stvarajući vodene tokove, odnosno ulazi u dublje slojeve zemlje te podzemnim putovima dolazi do podzemnih, a kasnije i nadzemnih vodenih spremnika.

Tabl. 7.1. Prosječno isparavanje i oborine na Zemlji tijekom godine

	More	Kopno	Zemlja	
Površina	10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	361.1	148.9	510.0
Isparavanje	cm	84.2	50.4	74.3
	10 <sup>3</sup> km <sup>3</sup>	304.2	75.0	379.2
Oborine	cm	74.2	75.3	74.3
	10 <sup>3</sup> km <sup>3</sup>	267.1	112.1	379.2

Količine isparene vode i ukapljene pare (oborine) veoma su promjenljive na pojedinim dijelovima Zemljine površine, što najviše ovisi o kakvoći podloge i zemljopisnoj širini (tabl. 7.1).

### 7.2. Isparavanje

Isparavanje (evaporacija) (engleski: evaporation; njemački: Verdunstung) je proces koji se odvija pri svim temperaturama, neovisno da li je voda u tekućem ili krutom stanju; samo je jačina toga procesa različita. Molekule vode nalaze se u neprekidnom kaotičnom gibanju (točka 5.1). Između njih postoje jače ili slabije međumolekulske sile (kohezijske sile). Kada neka molekula u svom gibanju zbog viška kinetičke energije nadvlada kohezijsku silu, ona se odvaja od svoje sredine; tada mijenja agregatno stanje te prelazi u plinovito stanje. Kako se s porastom temperatura povećava kinetička energija, razmjerno raste broj molekula koje napuštaju svoju sredinu, tj. raste jačina isparavanja. Da bi molekule svladale kohezijske sile i napustile svoju sredinu, one trebaju postići energiju veću od srednje kinetičke energije sredine koja isparava.

Pri isparavanju molekule troše dio unutarnje energije svoje sredine na svladavanje kohezijskih sila i na rad pri širenju na veći obujam pri prijelazu u prostor nad vodom (ledom). Stoga se srednja energija molekula koje ostaju smanjuje i voda (led) se hladi. Ipak, dio energije nadoknađuje se primanjem energije iz okolnog prostora, kojemu se zbog toga temperatura smanjuje. Energija potrebna za isparavanje (latentna toplina) s vode L<sub>TIV</sub> jest:

$$L_{TIV} = (2503 - 2.7 t) \cdot 10^3 \quad [J/kg] \quad (7.1)$$

dok je za led L-TIL:

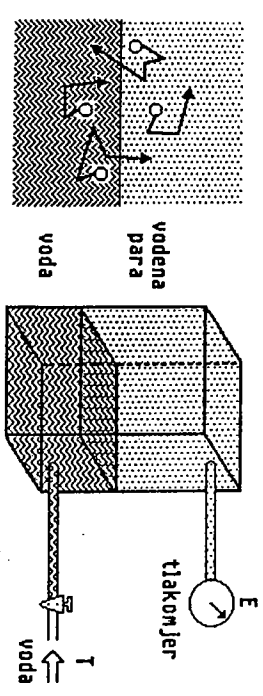
$$L-TIL = 2.826 \cdot 10^6$$

[J/Kg],

7(2)

gdje je  $t$  temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ). Povećana toplina za isparavanje s leda u svezi je s prijelazom leda u vodu te vode u vodenom paru.

Doveđe li se u zatvoreni sustav (posuda zamemarivo tankih ali čvrstih stijenki na koju je priključen tlakomjer) voda temperature  $T$ , ona će isparavati (na tlakomjeru se primjećuje otklon kazaljke), ali će se i isparana vodena para vraćati u svoju prvobitnu sredinu tako dugo dok se ne postigne ravnotežno stanje. Mijenjanjem temperature vode dobivaju se razni tlakovi vodene pare  $E$ , sl. 7.2.



Sl. 7.2. Ravnotežni tlak vodene pare

Jednakost broja isparenih molekula vode s brojem molekula koje se vraćaju u svoju prvobitnu sredinu je ravnotežni tlak vodene pare, i tada je prostom zasitjen vodenom parom. To znači da u stranju zasićenja zračka vodenom parom molekule vode i nadalje mijenjaju agregatna stanja, ali se uspostavlja dinamička ravnoteža između onih koje prelaze u plinovito stanje i onih koje se vraćaju u prvobitno stanje (voda, led). Za svaku temperaturu i tlak zračka postoji najveća količina vodene pare koju zrak može primiti. Pri većoj količini vodene pare dolazi do njezina ukapljivanja ili depozicije.

Vlaga zračka (humidity; Feuchte) jest količina vodene pare primiješana stranim sastavu zračka. Općenito se, pod pojmom zrak razumijeva smjesa suhog zračka i vodene tvari. Što je zrak topliji, može primiti više vodene pare. Količina vodene pare brzo se smanjuje s povećanjem visine, tako da se uglavnom sva nalazi u donjim slojevima atmosfere (tabl. 3.2).

Prema tome, isparana vodena para može se ili vratiti u svoju sredinu (prijeći u tekuće ili kruto stanje) ili raznim procesima (difuzija, konvekcija, turbulencija, advekcija) dospjeti u razne dijelove - slojeve atmosfere.

Jakost isparavanja jest količina isparane vode s neke površine u jedinici vremena. Zapravo, to je visina isparenog sloja vode u milimetrima za željeni razmak vremena. Jakost isparavanja ovisi osim o temperaturi i o drugim čimbenicima. Ako je zrak bliži zasićenju vodenom parom, isparavanje je usporeno. Nadalje, što su jači procesi difuzije, konvekcije,

je, turbulencije i advekcije, to su i procesi isparavanja jači, jer odvođe molekule vode od površine s koje isparavaju, te zrak postaje suši i pogodniji za primanje novih količina vodene pare. Isparavanje će dakle biti jako u suhom zraku i za vjetrovita vremena. Brzina isparavanja ovisi i o tlaku zračka; u obrnutoj je svezi s njime.

Isparavanje sa slanih vodenih površina, pri ostalim istim uvjetima, nešto je slabije nego sa slatkovodnih površina. Razlog je u većim kohezivnim silama između molekula vode i molekula otopljenih tvari, kojih u slanoj vodi ima više nego u slatkoj. Na kopnu veće je isparavanje iznad hrpavoj površina nego iznad glatkih, slično je za rastresito tlo, odnosno zbijeno. Isparavanje s golog zemljišta jače je nego s onog pokrivenog biljnim pokrovom, ali kako postoji isparavanje vode kroz biljku preko lista, stabljike i drugih njezinih dijelova (transpiracija), proizlazi da je ukupno isparavanje veće sa zemljišta pokrivenog biljnim pokrovom (evapotranspiracija) nego bez njega.

Isparavanje je važno u agrometeorologiji, prema potrebama rasta biljaka, ali i u hidrologiji te vodenim spremnicima (elektroprivreda). Dakako, bez isparavanja ne bi bilo vodene pare u atmosferi, ne bi dolazilo do ukapljivanja (depozicije) te stvaranja oblaka i oborina.

U dnevnom hodu najveće isparavanje je u najtoplijim popodnevnim satima. S porastom temperature zasićenost zračka vodenom parom je manja. Tada su izražena vodoravna i uspravna zračna strujanja koja odnose znatne količine vodene pare, što pogoduje isparavanju. Tijekom noći svi spomenuti čimbenici se smanjuju te se smanjuje i isparavanje. U drugoj polovici noći isparavanje je najmanje, vrlo često ga i nema kad je zrak zasićen vodenom parom i počinje ukapljivanje ili depozicija.

U godišnjem hodu isparavanje se podudara s hodom temperature. U nas je najveće u srpnju i kolovozu, a najmanje u prosincu i siječnju. Navedene periodičke promjene vrijede za neporemećene atmosferske prilike. Svaka neperiodička promjena vremena donosi i odgovarajuće promjene isparavanja. Ponekad isparavanje može biti neznatno iako postoje uvjeti pogodni za isparavanje, ali nema dovoljne količine vode, kao npr. u pustinjским područjima.

Prostorna razdioba isparavanja vode na Zemlji može se razmatrati kao moguće (potencijalno) isparavanje (najveće moguće uz postojeće stanje atmosfere te uz dovoljnu količinu vode) i stvarno isparavanje.

Moguće isparavanje smanjuje se od ekvatora prema polovima. Zbog visoke vlage u ekvatorskim područjima isparavanje nije veliko i koleba godišnje prosječno između 600 i 1 000 mm, dok je u području djelovanja hladnih oceanskih struja 600 do 800 mm. U suprotropskom području kontinenata moguće isparavanje prelazi i preko 3 500 mm, dok je u umjerenim zemljopisnim širinama 400 do 800 mm, a u polarnim doseže do 100 mm.

U područjima gdje ima vode (oceani, šume) stvarno isparavanje smanjuje se s povećanjem zemljopisne širine. Na kopnu najveća isparavanja su u ekvatorskim područjima pokrivenim gustom šumom (godišnje 800 do 1 000 mm pa i više), a najmanja s površina polarnog leda i snijega (200 do 100 mm pa i manje). Na oceanima je isparavanje veće nego na susjednom kopnu, osobito gdje nad toplim morem struji relativno

49

sun zrak (pasatni pojas na rubovima suprotropskih područja, istočne obale Azije i Sjeverne Amerike u umjerenim širinama; prelazi 2 000 mm). Dnevno s površine oceana u tropskom pojasu ispari 3 do 5 mm vode, u umjerenim širinama 1 do 2 mm, a u polarnim s nesmrznute podloge 1 mm.

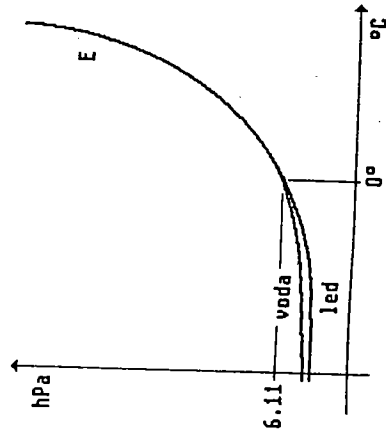
Pri razmatranju isparavanja sa snježnih površina valja uzeti u obzir latentnu toplinu koja je mnogo veća od topline otapanja snijega. Za isparavanje snijega potrebno je mnogo topline, koja bi inače bila raspoloživa za njegovo otapanje. Prema tome, advekcija toplog i suhog zraka neće smanjiti snježni pokrivač toliko kao advekcija toplog i vlažnog zraka. U prvom slučaju potrošit će se mnogo topline za isparavanje male količine snijega, u drugom isparavanja gotovo i nema, ali će dovedena toplina otopiti mnogo snijega.

### 7.3. Veličine koje određuju vlagu zraka

Tlak vodene pare (vapor pressure; Dampfdruck). U prethodnoj točki pokazano je da se u zatvorenom sustavu s promjenom temperature vode mijenja tlak na tlakomjeru. To je tlak vodene pare. Taj tlak, tj. pojedinačni (parcijalni) tlak vodene pare, razmjernan je broju molekula vodene pare i veličinom njihovih gibanja (kinetička energija). Sukladno Daltonovu zakonu 5(7) za tlak zraka p može se pisati:

$$p = p_s + e, \quad 7(3)$$

gdje je  $p_s$  tlak suhog zraka,  $e$  tlak vodene pare. Za ravnotežno stanje tlak vodene pare poprima vrijednost ravnotežnog (maksimalnog) tlaka pare  $E$ . U prirodi je općenito tlak vodene pare manji od ravnotežnog, jer nije postignuto ravnotežno stanje - maksimalni tlak. Kada vrijednost stvarnog tlaka vodene pare dostigne vrijednost ravnotežnog tlaka pare ( $e = E$ ), zrak je zasićen vodenom parom. Ravnotežni tlak pare ovisi o više čimbenika. Najveća mu je ovisnost o temperaturi zraka, čijim porastom tlak eksponencijalno raste (sl. 7.3. i tabl. 7.2).



Sl. 7.3. Ravnotežni tlak vodene pare u ovisnosti temperature

Tabl. 7.2. Ravnotežni tlak vodene pare  $E$  (hPa) iznad vode ili leda u ovisnosti temperature

Temperatura (°C)	0	5	10	15	20	25	30	40	50
Voda	6.108	8.72	12.272	17.05	23.373	31.68	42.430	73.777	123.400
(°C)	-50	-40	-30	-20	-15	-10	-5	0	
Voda	0.064	0.189	0.509	1.254	1.912	2.863	4.215	6.108	
Led	0.040	0.128	0.380	1.032	1.652	2.597	4.015	6.108	

Međutim, tlak vodene pare ovisi i o svojstvima podloge iznad koje se nalazi, što se uočava na prethodnoj slici i tablici u slučaju temperatura nižih od 0 °C, kada postoje i led i voda. Tlak je manji iznad ledene površine. Nadalje, tlak vodene pare manji je iznad otopine nego iznad čiste vode. Tako je npr. iznad morske vode slanosti 35 ‰ manji za 2 ‰ nego iznad slatke vode. Izbočenost (konveksnost) površine povećava tlak vodene pare (više u točki o oblacima, ukapljivanju i depoziciji u atmosferi, točka 10.1).

Vrijednosti tlaka vodene pare pokazuju da će do zasićenja zraka vodenom parom najprije doći tamo gdje je tlak manji. Tako se događa da zbog pada temperature ili povećanja količine vodene pare zrak bude zasićen iznad leda, a da to ne bude nad vodom.

Svojestvo da je voda pri temperaturama nižim od 0 °C u tekućem stanju uobičajena je pojava u atmosferi. Takva se voda zove prehladna voda (supercooled water; unterkühltes Wasser), a može postojati do temperatura -40 °C, te može prouzročiti znatne poteškoće, posebice u zrakoplovstvu (zaleđivanje zrakoplova).

Ravnotežni tlak vodene pare može se izračunati na više načina, a najčešće se primjenjuju iskustvene formule (Magnus - Tetensova formula):

$$E = E_0 \frac{a \cdot t}{b + t} \quad \begin{array}{c} \text{voda} \\ \text{led} \\ a \quad 7.5 \quad 9.5 \\ b \quad 237.3 \quad 265.5 \end{array} \quad 7(4)$$

gdje je  $E_0$  ravnotežni tlak vodene pare pri 0 °C, a  $a$  i  $b$  su konstante koje ovisе o podlozi - voda ili led, dok je  $t$  temperatura zraka (°C).

Specifična vlažnost  $q$  (specific humidity; spezifische Feuchte) veličina je kojom se najčešće prikazuje postojanje vodene pare u zraku. Ona je masa vodene pare u jedinici mase vlažnog zraka. Obično se kaže koliko ima grama vodene pare u 1 g, odnosno 1 kg vlažnog zraka, a može se izračunati iz:

$$q = 0.622 \frac{e}{p - 0.378 e} \quad [\text{g/g}] \quad \text{ili} \quad q = 622 \frac{e}{p - 0.378 e} \quad [\text{g/kg}]. \quad 7(5)$$

Ako se u izraz 7(5) umjesto stvarnog tlaka vodene pare uvrsti rav-

notežni tlak, slijedi maksimalna specifična vlažnost  $q_{max}$ :

$$q_{max} = 0.622 \frac{E}{p - 0.378 E} \quad 7(6)$$

Omjer miješanja  $m$  (mixing ratio; Mischungsverhältnis) je masa vodene pare u jedinici mase suhog zraka. Obično se kaže koliko ima grama vodene pare u 1 g, odnosno 1 kg suhog zraka, a računa se iz:

$$m = 0.622 \frac{e}{p - e} \quad [g/g] \quad \text{iii} \quad m = 622 \frac{e}{p - e} \quad [g/kg] \quad 7(7)$$

Ako se u izraz 7(7) umjesto stvarnog tlaka vodene pare uvrsti ravnotežni tlak, slijedi maksimalni omjer miješanja  $m_{max}$ :

$$m_{max} = 0.622 \frac{E}{p - E} \quad 7(8)$$

Apsolutna vlažnost  $a$  (absolute humidity; absolute Feuchte) je masa vodene pare u jedinici objuma vlažnog zraka. Obično se kaže koliko ima grama vodene pare u 1 m<sup>3</sup> vlažnog zraka, a može se izračunati iz:

$$a = 217 \frac{e}{T} \quad [g \cdot m^{-3}] \quad 7(9)$$

Relativna vlažnost  $u$  (relative humidity; relative Luftfeuchte) omjer je stvarne količine vlage zraka prema najviše mogućoj pri danom tlaku zraka i temperaturi. Može se izraziti u postocima:

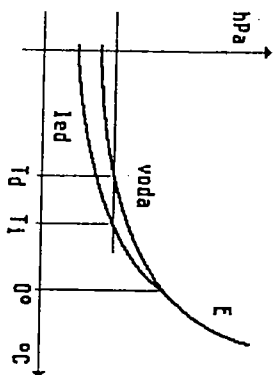
$$u = \frac{e}{E} \quad \text{iii} \quad \frac{q}{q_{max}} \quad 7(10)$$

$$u = 100 \frac{e}{E} [\%] \quad \text{iii} \quad 100 \frac{q}{q_{max}} [\%] \quad 7(11)$$

Rosište  $T_d$  (dew point; Taupunkt) je temperatura pri kojoj je stvarni tlak jednak ravnotežnom ( $e = E$ ), te zrak postaje zasíćen vodenom parom. To se događa najčešće pri hlađenju zraka (adijabatski procesi, hlađenje zračenjem). Pritom relativna vlažnost raste i kada postigne vrijednost 100%, može se pojednostavnjeno reći da počinje ukapljivanje vodene pare. Ako se poslije dostignutog rosišta nastavi s hlađenjem, može doći i do izyjesnog prezasićenja zraka vodenom parom; tada je stvarni tlak veći od ravnotežnog ( $e > E$ ), odnosno relativna vlažnost je veća od 100%. Ovakva su stanja u prirodi moguća, ali se teško ostvaruju. Rosište se može izračunati iz:

$$T_d = \frac{b (\log e - \log E_0)}{a - (\log e - \log E_0)} \quad 7(12)$$

Oznake veličina su iste kao uz izraz 7(4).



Sl. 7.4. Rosište i injšite za isti tlak vodene pare

Za negativne temperature u ovisnosti o svojstvima podloge (voda, led), zbog razlika vrijednosti ravnotežnog tlaka vodene pare iznad vode, odnosno leda, stanje zasićenja će prije nastupiti iznad ledene površine nego iznad vode. Stoga pri hlađenju prije nastupa temperatura injšta  $T_1$  nego rosišta (sl. 7.4).

Rosišna razlika  $D$  je razlika između temperature zraka i temperature rosišta:

$$D = T - T_d \quad 7(13)$$

#### 7.4. Dnevni i godišnji hod vlage zraka

Dnevni hod tlaka vodene pare znatno ovisi o dnevnom hodu temperature ili preciznije isparavanja, ali i dodatnih čimbenika. Izlaskom Sunca raste temperatura i isparavanje, te kao posljedica i tlak vodene pare. Međutim, istodobno jača vjeter, turbulencija i konvekcija koji odnose vodu paru. Stoga se može govoriti o raznim tipovima dnevnog hoda tlaka vodene pare. Osnovni su morski (maritimi), kopneni (kontinentalni) i pustinjaški.

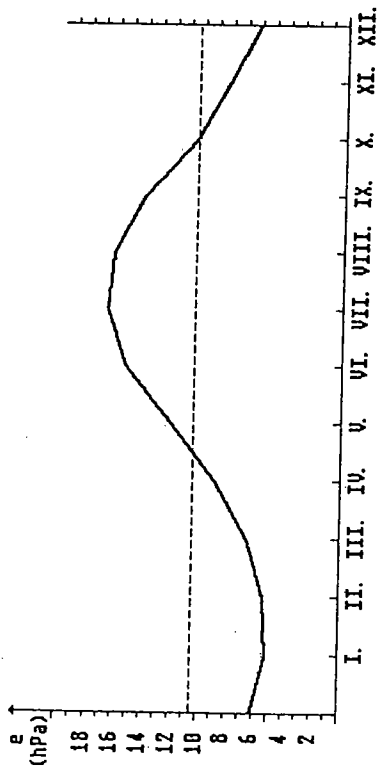
Morski tip pojavljuje se nad velikim vodenim površinama, gdje postoje dovoljne količine vode za isparavanje, tada tlak vodene pare uglavnom prati dnevne promjene temperature. U prijedodnevni satima, kada je prisutan porast tlaka, može nastati kraći zastoji zbog pojačanog vjetera, turbulencije i konvekcije.

Kopneni tip se pojavljuje nad kopnom, gdje je ograničena količina vode za isparavanje, tada procesi odošenja vodene pare nadvladaju procese isparavanja i očito više nema porasta tlaka vodene pare. To se odnosi na prizemne slojeve zraka. Stoga tlak vodene pare postize najviše vrijednosti između 8 i 10 h prema mjesnom vremenu (što je podloga suša, maksimum je ranije) te nakon toga pada do najtoplijih dijelova dana (15 do 16 h). Slabljenjem zračnog strujanja, s obzirom na to da isparavanje s tople površine još traje, tlak vodene pare raste, postizuci sporedni maksimum između 20 i 22 h. Nakon toga, do jutarnjega glavnog minimuma uoči izlaska Sunca, tlak pare pada, posebno u slučajevima ukapljivanja (depozicije) vodene pare.

U hladno doba godine iznad kopna uglavnom ima dovoljno vlage u prizemnim slojevima zraka. Tada dnevni hod tlaka vodene pare dosta

dobro prati hod temperature.

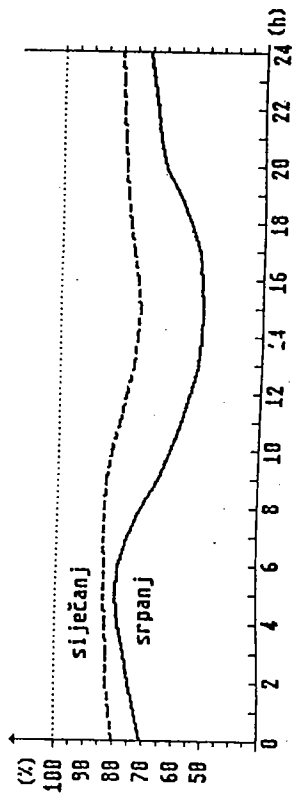
Pustinjski tip (suptropska područja nad kopnom), zbog vrlo male količine raspožive vode za isparavanje, postiže najviše vrijednosti tlaka u jutarnjim satima neposredno uz izlazak Sunca.



Sl. 7.5. Godišnji hod tlaka vodene pare (hPa), Zagreb - Grič (1946-1965)

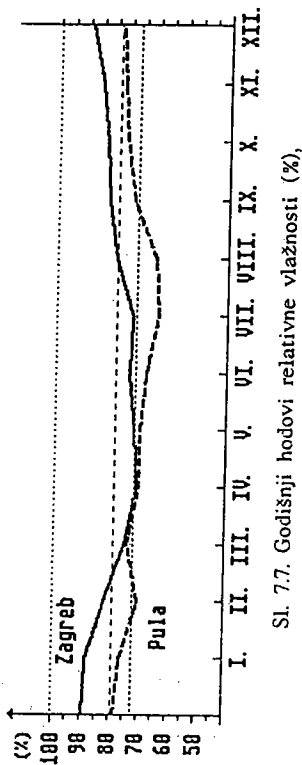
Godišnji hod tlaka vodene pare ovisi o godišnjem hodu temperature (tj. isparavanja). Područja s većim rasponima temperatura imaju tlak vodene pare paralelan hodu temperatura. To su uglavnom kontinenti (sl. 7.5). S druge strane, u područjima s malim rasponima temperatura na tlak vodene pare utječe količina oborina. Tada je najviši tlak u kišno, a najniži u sušno doba.

Dnevni hod relativne vlažnosti je suprotan hodu temperature, što znači da na stanje zasićenja vodenom parom više utječe promjena temperature nego promjena količine vodene pare. Naime, iz određena relativne vlažnosti proizlazi da s porastom temperature zraka ravnotežni tlak vodene pare mnogo brže raste nego što se priticanjem vodene pare povišuje stvarni tlak vodene pare. Slično vrijedi i za pad temperature. Znači da su u dnevnom hodu najniže vrijednosti relativne vlažnosti u vremenu najviših temperatura, a najviša je relativna vlažnost u doba najnižih temperatura (oko izlaska Sunca). Takvi procesi izraženi su u područjima s većim temperaturnim rasponima (kopno, ljeto) (sl. 7.6). U planinskim područjima dnevni hod na brdima suprotan je onom u nizina-



Sl. 7.6. Dnevni hod relativne vlažnosti (%), Zagreb - Grič (1946-1965)

ma, što je u svezi s konvekcijom. Godišnji hod relativne vlažnosti također je suprotan hodu temperature. Najviša relativna vlažnost je zimi, a najniža ljeti (sl. 7.7. i tabl. 7.3). Priticanje vodene pare takvu sliku može malo izmijeniti, posebno u brdovitim područjima. Razlikuje se više tipova godišnjeg hoda relativne vlažnosti. Osnovni su: kopneni (kontinentalni), mionsunski i brdski tip.



Sl. 7.7. Godišnji hodovi relativne vlažnosti (%), Zagreb - Pleso (1966-1975), Pula (1973-1982)

Tabl. 7.3. Godišnji hodovi relativne vlažnosti (%) za kopno Zagreb - Pleso (1966-1975), za more Pula (1973-1982)

	M j e s e c i												
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Godišnji raspon
Z	88	82	75	71	72	74	73	79	82	83	85	89	18
P	76	70	74	70	70	68	64	65	73	76	77	78	10

Kopneni tip ima najniže vrijednosti relativne vlažnosti u toplo doba godine, a najviše u hladno, dok mionsunski ima najniže u hladno, a najviše u toplo doba godine, što je u svezi s velikim količinama oborina. Brdski tip je sličan mionsunskom, a najveće količine vlažnosti odnose se na pojačanu konvekciju.

## 7.5. Razdioba vlage zraka na Zemljinoj površini

Tlak vodene pare najviši je u ekvatorskom području. Srednje mjesečne vrijednosti više su od 20 hPa, pa se i godišnje vrijednosti nalaze između 25 i 30 hPa. S povećanjem zemljopisne širine tlak se snižava. Srednja godišnja vrijednost u suptropskom području je između 15 i 18 hPa, u umjerenom od 8 do 12 hPa, a u subpolarnim i polarnim 2 do 5 hPa. U polarnim krajevima zimi tlak vodene pare padne ispod 1, pa čak i ispod 0.5 hPa.

Iznad oceana je tlak vodene pare općenito viši nego nad kopnom, osobito je povišen nad toplim oceanskim strujama. To posebno vrijedi za GOLFSKU struju uz obale Norveške.

Relativna vlažnost je u ekvatorskom području velika zbog povišenog

tlaka vodene pare, te prelazi 80 %, pa čak i 90 %. S povećanjem zemljopisne širine smanjuje se i poprima izuzetno male vrijednosti, u suprotropskom pojasu visokog atmosferskog tlaka iznad pustinja, gdje srednje mjesečne vrijednosti relativne vlažnosti kolebaju između 15 i 40 %, ponekad padaju do 5 %, jer isparavanja gotovo i nema, a temperature su visoke. Daljnjim porastom zemljopisnih širina relativna vlažnost raste. U polarnom području dostiže vrijednosti 80 do 90 %, pa i više, ne zbog velikih količina vlage, nego zbog niskih temperatura.

### 7.6. Promjena vlage zraka s visinom

Količina vodene pare jako opada s visinom, što uvjetuje sniženje tlaka vodene pare. Taj je pad mnogo brži u slobodnoj atmosferi nego u planinskom zraku, jer je on u bližem dodiru s podlogom koja isparava. Međutim, vrijednost tlaka vodene pare može se i povisiti s visinom ako je riječ o visinskom inverznom sloju zraka koji zadržava prijenos u uspravnom smjeru.

Povećanjem visine relativna vlažnost obično se smanjuje, iako se temperatura snižava, jer se naglo smanjuje količina vodene pare, odnosno tlak vodene pare. Međutim, u slojevima gdje je ukapljivanje (depozicija), tj. u oblacima, vrijednosti relativne vlažnosti se povećavaju. Nasuprot tome, u prizemnim inverzijama relativna vlažnost naglo pada s visinom zbog porasta temperature s visinom.

U prizemnim slojevima atmosfere (planetarni granični sloj atmosfere) vlažnost općenito je vrlo promjenjiva, osim ostalog, i zbog znatne promjenljivosti drugih meteoroloških elemenata. Danju i ljeti, zbog jakog zagrijavanja i utjecaja podloge, vlažnost s visinom raste, a noću i zimi opada.

#### Dopunska literatura

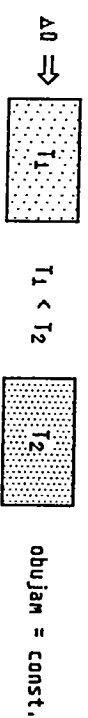
Byers, HR, 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.  
 Elmem, J. i H. Häckel, 1979: *Wetter und Klimakunde*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 269.  
 Hrgjan, AH, 1986: *Fizika atmosfere*. Gidrometeorizdat, Leningrad, 328.  
 Penzar, I. i B. Penzar, 1985: *Agroklimatologija*. Školska knjiga, Zagreb, 274.

## 8. ADIJABATSKI PROCESI

### 8.1. I. zakon termodinamike

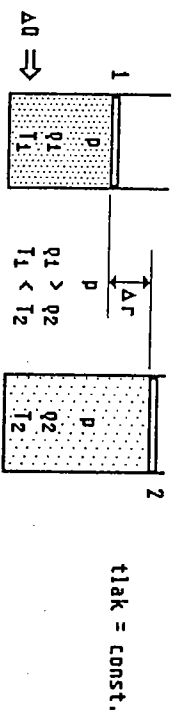
U točki o toplini i temperaturi 5.1. govorilo se o prijelazu topline s jednog tijela na drugo uz promjenu temperature. Nekoj masi plina  $m$ , koja ima temperaturu  $T_1$ , dovodi se određena količina topline  $\Delta Q$ . Ako se prijenos topline u plinu događa uz stalan obujam, temperatura će poslije zagrijavanja biti  $T_2$  (sl. 8.1), a izraz 5(2) glasi:

$$\Delta Q = c_v m (T_2 - T_1) = c_v m \Delta T \tag{8(1)}$$



Sl. 8.1. Dovodjenje topline masi uz stalan obujam

Očito je dovedena energija utrošena na grijanje plina, tj. povećala se njegova unutarnja energija. U drugom slučaju, dovodjenje topline unutar cilindra s klipom (zanemarivo trenje) koji osigurava stalan tlak uzrokuje drukčije promjene (sl. 8.2). Uz povećanje temperature - unutarnje energije uočava se i promjena položaja klipa, tj. promjena obujma, odnosno gustoće.



Sl. 8.2. Dovodjenje topline masi uz stalan tlak

Kako je rad  $\Delta W$  djelovanje sile  $F$  duž nekog puta  $\Delta r$  ( $\Delta W = F \Delta r$ ), a tlak je sila na djelić površine  $\Delta S$  ( $p = F/\Delta S$ ), iako se dobiva:

$$\Delta W = p \Delta S \Delta r = p \Delta \alpha, \tag{8(2)}$$

gdje je  $\Delta \alpha$  promjena obujma unutar cilindra. Prema tome, proizlazi da promjena obujma plina uz stalan tlak predstavlja izvršeni rad. Kaže se da se dovodenjem topline nekom plinu povećava njegova unutarnja energija  $\Delta U$  i povećava obujam, odnosno dobiva se rad:

dovodjenje topline = povećanje unutarnje energije + povećanje obujma (rad)

$$\Delta Q = \Delta U + \Delta W. \quad 8(3)$$

Razmatranja uz procese grijanja plina slična su procesima hlađenja, tj. odvođenja topline.

Izraz 8(3) za jediničnu masu plina u proširenom i diferencijalnom obliku glasi:

$$dq = c_v dT + p d\alpha \quad 8(4)$$

te je jedan oblik I. zakona termodinamike. Diferenciranjem izraza 5(12) slijedi:

$$p d\alpha + \alpha dp = R dT$$

$$p d\alpha = R dT - \alpha dp,$$

te se uvrštavanjem u 8(4) dobiva:

$$dq = c_v dT + R dT - \alpha dp = (c_v + R) dT - \alpha dp \quad 8(5)$$

$$R = c_p - c_v$$

$$dq = c_p dT - \alpha dp, \quad 8(6)$$

što je drugi oblik I. zakona termodinamike. Izraz 8(5), poznat kao Mayerova relacija, povezuje s plinskom konstantom specifičnu toplinu pri stalnom tlaku  $c_p$  i specifičnu toplinu pri stalnom obujmu  $c_v$ , koje se za plinove međusobno znatno razlikuju, dok su obje specifične topline praktično jednake za tekućine i čvrsta tijela. Vrijednosti ovih specifičnih toplina za suhi zrak i vodenu paru dane su u tablici 8.1.

Tabl. 8.1. Specifične topline (J K<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>)

	$c_p$	$c_v$
Suhi zrak	1005	718
Vodena para	1850	1390

Promjena temperature nekog tijela procesima dovođenja ili odvođenja toplinske energije je dijabatski proces (engleski: diabatic process; njemački: diabatische Vorgänge). Međutim, temperatura plina može se mijenjati i bez dovođenja ili odvođenja topline ako se vrši rad. To je adijabatski proces (adiabatic process; adiabatische Vorgänge),  $dq = 0$ , tj. nema razmjene topline između promatranog obujma zraka i okolice. Tada postoje:

$$0 = c_v dT + p d\alpha \rightarrow c_v dT = -p d\alpha$$

$$0 = c_p dT - \alpha dp \rightarrow c_p dT = \alpha dp, \quad 8(7)$$

ili

što znači da se rad može dohivati na račun unutarnje energije plina.

Za adijabatski proces vrijedi:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R}{c_p}} = \left(\frac{\alpha_0}{\alpha}\right)^{\frac{R}{c_v}}, \quad 8(8)$$

gdje veličine s indeksom 0 predstavljaju neke početne vrijednosti.

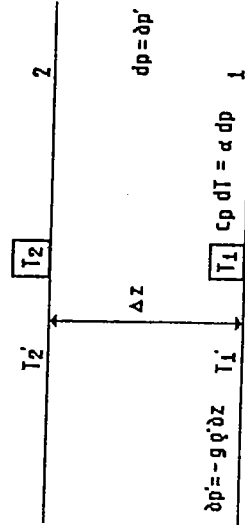
## 8.2. Suhoadijabatski i mokroadijabatski proces

Upravna gibanja u atmosferi nastaju zbog raznih uzroka.

Tako dizanje zraka nastaje kada jedan njegov dio postane topliji od svoje okolice, zbog toga se širi, smanjuje svoju gustoću i postaje lakši od okolnog zraka. Nastali uzgon diže topliji zrak iznad okolnog hladnijeg zraka (konvekcija). Isto tako, na granici između toplog i hladnog zraka, na fronti, topliji zrak se diže iznad hladnijeg koji u obliku klina leži pod njim. Nadalje, pri strujanjima koja nailaze na planinske prepreke zrak se često mora dizati uz obronke planina.

Dizanjem zrak dolazi u područje nižeg tlaka, širi se (ekspandira) i time se ohlađuje. Konačno se smiruje na visini na kojoj njegova temperatura odgovara temperaturi okolnog zraka. Taj proces upotpunjuje se spuštanjem hladnijeg zraka na mjesto gdje je prije bio topliji zrak. U uvjetima sa spuštanjem zraka procesi se odvijaju na suprotan način, tj. postoji stlačivanje (kompresija) i zagrijavanje. Pri svim tim procesima može se držati da pri uspravnim gibanjima zrak praktično nema razmjene topline s okolicom. Upravno gibajući zrak (gibanje ne smije trajati predugo) ne razmjenjuje ili zanemarivo malo razmjenjuje toplinsku energiju s okolicom, jer je veoma propustljiv za Sunčevo zračenje, a malo upija Zemljino zračenje i zračenje okolnih atmosferskih slojeva. Sam zrak slabo gubi toplinu zračenjem, loš je vodič topline, a procesi miješanja zraka česti s okolicom su spori.

Takvo se dizanje (spuštanje) zraka zove adijabatsko dizanje (spuštanje).



Sl. 8.3. Suhoadijabatski proces

Ako uspravne brzine gibanja zraka ne prelaze velike vrijednosti (< 70 m/s), vrijedi kvazistatički uvjet, tj. tlak zraka se u česti zraka (obujam zraka razmjerno male veličine;  $\approx 1 \text{ cm}^3$  do  $1000 \text{ m}^3$ ) praktično trenutno izjednačava s tlakom u slobodnoj atmosferi, što znači da se



može primijeniti hidrostatička jednadžba. Stoga se može pisati  $p = p'$ , odnosno  $dp = \rho p'$ . Veličine u slobodnoj atmosferi označene su s  $s$ , sl. 8.3. Izraz 8(7) se diferencira po visini i primjenom hidrostatičke jednadžbe 6(2) slijedi:

$$c_p dT = \alpha dp \quad \left| \frac{d}{dz} \right.$$

$$c_p \frac{dT}{dz} = \alpha \frac{dp}{dz} = \alpha \frac{\partial p'}{\partial z} = -\alpha \rho g$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -\delta = -0.00976 \text{ K/m} \approx -1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}, \quad 8(9)$$

gdje  $\delta$  označava suhoadijabatski temperaturni gradijent - suhoadijabatska stopa (dry adiabatic lapse rate; trockenadiabatischer Temperaturgradient). Stoga se kaže da je adijabatska, odnosno točnije suhoadijabatska stopa, jer se pretpostavlja da u zraku nema vodene pare, 0.00976 K/m (1°C/100 m). Pri takvim uspravnim gibanjima zrak se na svakih 100 m dizanja (spuštanja) hladi (grije) za 1°C. Ako se suha čest zrak diže pa zatim spušta do početne visine, temperatura joj se snizi, a zatim povisi (to je osobna promjena temperature česti zraka), tako da na početnoj visini ima istu temperaturu. Pritom se čest zrak giba po crti koja se naziva suha adijabata (dry adiabat; Trockenadiabate), a procesi su suhoadijabatski procesi (dry adiabatic process; trockenadiabatische Vorgänge).

Suhoadijabatski procesi vrijede i za vlažni zrak, uz uvjet da pri ohlađivanju zraka ne nastupi zasićenje vodenom parom, jer tada se proces više ne odvija suhoadijabatski. Ako ne dolazi do ukapljivanja vodene pare, ona se ponaša kao plin.

U meteorologiji je važan parametar potencijalna temperatura  $\Theta$  (potential temperature; potentielle Temperatur), određena kao temperatura koju bi imala čest zraka kad bi se adijabatski dovela do standardnog tlaka od 1000 hPa; iz 8(8) za  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$  i  $T_0 = \Theta$  se dobiva:

$$\Theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^x \quad ; \quad x = \frac{R}{c_p} = 0.286, \quad 8(10)$$

što je zapravo jednadžba suhe adijabate. Promjena potencijalne temperature s visinom  $z$  određena je izrazom:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} \approx \frac{\partial T}{\partial z} + \delta, \quad 8(11)$$

Pri suhoadijabatskim procesima potencijalna temperatura česti ne mijenja se s visinom. Proces i u kojima se ne mijenja potencijalna temperatura nazivaju se izentropskim procesima, crte iste potencijalne temperature su izentropne, a plohe konstantne potencijalne temperature u atmosferi su izentropske plohe.

Ako se adijabatski diže, vlažni zrak se ohlađuje gotovo jednako kao i suh, tj. 1°C/100 m. To vrijedi samo dok zrak ne postane zasićen vodenom parom. S opadanjem temperature česti zraka raste relativna vlažnost sve do 100%. Pri toj vlažnosti kaže se da počinje ukapljivanje vodene pare, a visina na kojoj zrak pri dizanju postane zasićen vodenom parom zove se kondenzacijska razina (condensation level; Kondensationsniveau). Iznad kondenzacijske razine, tj. daljnjim dizanjem vlažnog zraka, jedan dio vodene pare se mora ukapljiti. Pri ukapljivanju se osloboda latentna toplina isparavanja, tj. na svaki kilogram ukapljene vodene pare osloboda se toplina od 2260 kJ. Oslobodena toplina troši se na grijanje dižućeg i širećega vlažnog zraka. Stoga, kada se dizanjem širi vlažni zrak, dio topline za tu radnju dobiva se iz latentne topline isparavanja. Ukapljivanjem vodene pare, oslobodena latentna toplina isparavanja troši se na zagrijavanje okolnog zraka (dižuće česti), te je daljnje hlađenje zraka (zasićene česti) pri dizanju manje od 1°C/100 m. Krivulja koja pokazuje promjenu temperature zasićene česti zraka pri ovakvom adijabatskom dizanju jest mokra (zasićena) adijabata (saturated adiabat; Feuchtdiabatate). Kad se sva vodena para ukapljila, nema više latentne topline za grijanje česti. Stoga se za daljnje dizanje čest hladi suhoadijabatski. Zato se kaže da se mokra adijabata s porastom visine asimptotski približava suhoj adijabati. Taj proces zove se mokroadijabatski (zasićenoadijabatski) proces (saturated adiabatic process; feuchtdiabatatische Vorgänge). Veličina koja pokazuje za koliko se ohladi zasićeni zrak kada se adijabatski digno zove se mokroadijabatski (zasićenoadijabatski) gradijent - zasićenoadijabatska stopa  $\delta^*$  (saturated adiabatic lapse rate; feuchtdiabatatischer Temperaturgradient) te je:

$$\delta^* = \delta \frac{1}{1 + \frac{0.622 L}{c_p p} \frac{dE}{dT}}, \quad 8(12)$$

gdje je  $L$  latentna toplina,  $dE/dT$  promjena ravnotežnog tlaka vodene pare za jediničnu promjenu temperature. Sve veličine u nazivniku pozitivne su, te je nazivnik veći od 1, što znači da je  $\delta^* < \delta$ . Također se može pokazati da veličina mokroadijabatskog gradijenta nije stalna kao adijabatskog gradijenta pri suhom zraku, nego ovisi o temperaturi i tlaku zraka, a koliko iznosi, može se u glavnim crtama zaključiti iz tablice

Tabl. 82. Mokroadijabatska stopa, ( $^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ )

Tlak zraka (hPa)	Temperatura ( $^\circ\text{C}$ )										
	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10	0	10	20	30
100	0.97	0.94	0.90	0.78							
300	0.97	0.96	0.95	0.90	0.82	0.66	0.53	0.41			
500	0.97	0.97	0.96	0.93	0.87	0.76	0.63	0.50	0.40	0.33	
700	0.97	0.97	0.96	0.94	0.90	0.81	0.69	0.57	0.46	0.37	0.32
1000	0.97	0.97	0.97	0.95	0.92	0.85	0.76	0.64	0.53	0.43	0.36

8.2. Što je zrak topliji, to može primiti više vodene pare koja pri ukapljivanju daje više topline i omogućuje manje promjene temperaturnog gradijenta nego što bi to bilo pri hladnom zraku.

Visina  $h$  kondenzacijske razine vlažnog zraka (počnica konvektivskih oblaka), kojemu su početna temperatura  $T$  i rosište  $T_d$ , može se približno naći prema formuli:

$$h = \frac{1.25}{\rho} (T - T_d) \quad [m]. \quad (8.13)$$

Mokroadijabatski proces u osnovi se odnosi prema procesima prelaska vodene pare u tekuće stanje i obratno, međutim, na sličan se način promatraju i procesi prijelaska vodene pare u kruto stanje (led). Bitno je pritom uzimati u obzir odgovarajuće latentne topline. Dakako, u ovakvim prilikama može doći do pretvaranja tekuće faze u krutu.

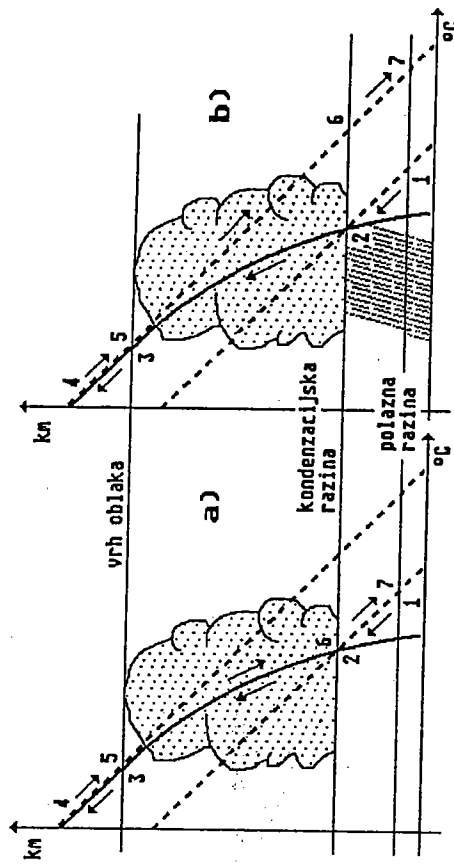
Promjene stanja česti zraka pri suhoadijabatskom i mokroadijabatskom procesu u meteorologiji se prikazuju aerološkim (termodinamičkim) dijagramima (thermodynamic diagram; thermodynamisches Diagramm). To je koordinatni sustav s temperaturom na osi apcisa, a na osi ordinata je skala za nadmorsku visinu. Krivulja koja pokazuje kako se pri suhoadijabatskom procesu mijenja temperatura s visinom, je suha adijabata (isprekidana crta na sl. 8.4), a krivulja koja to pokazuje pri mokroadijabatskom procesu, mokra adijabata (puna crta na sl. 8.4). Lako je uvidjeti da su na spomenutom aerološkom dijagramu suhe adijabate pravci, ako je  $1^\circ\text{C}$  na osi apcisa prikazan istom duljinom kao 100 m na osi ordinata, onda ti pravci zatvaraju s pozitivnim smjerom osi apcisa kut od  $135^\circ$ .

Mokre adijabate moraju biti zakrivljene (kao što pokazuje tabl. 8.4) i zbog sporijeg opadanja temperature s visinom nalaze se udesno od odgovarajuće suhe adijabate. Pri niskim temperaturama postaju sve više paralelne sa suhim adijabatama, jer je pri tim temperaturama mokroadijabatska stopa blizu suhoadijabatske. U ovojme procesu presudnu ulogu ima latentna toplina. Pri dizanju čest vlažnog zraka mijenja svoju temperaturu do kondenzacijske razine po suhoj adijabati, a iznad te razine po mokroj adijabati.

Na aerološkom dijagramu umjesto visine vrlo se često primjenjuje logaritamska skala tlaka zraka gdje os ordinata s osi apcisa zatvara kut od  $45^\circ$ . To je emagram  $\rightarrow [T, -\ln p]$ . Nadalje, postoji i Stüveov dijagram (kut je  $90^\circ$ )  $\rightarrow [T, -\ln p]$ , zatim tephigram (ordinata je potencijalna temperatura, tj. entropija,  $d\Phi = dq/T$ )  $\rightarrow [T, \log \Theta]$ , a ima i drugih vrsta aeroloških dijagrama ovisno o potrebama. Na takvim dijagramima nalaze se i druge pomoćne crte (izohigre - ista vlažnost), vrijednosti i oznake.

Kako se od kondenzacijske razine proces dizanja česti zraka odvija po mokroj adijabati, proizvodi ukapljivanja i depozicije (kapljice vode i/ili kristali leda) mogu ostati u česti zraka ili ispadati iz nje (kiša, snijeg i sl.), pa postoje:

kondenzacijsko-adijabatski proces, kad proizvodi ukapljivanja ili depozicije ostanu u česti (povrativ proces) (sl. 8.4. a) ili pseudoadijabatski proces, kad proizvodi ukapljivanja ili depozicije (kiša, snijeg i sl.) ispadnu iz česti (nepovrativ proces) (sl. 8.4. b).



Sl. 8.4. Mokroadijabatski procesi: a) kondenzacijsko-adijabatski, b) pseudoadijabatski

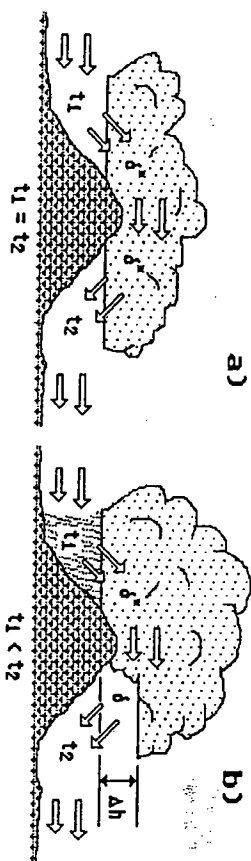
U kondenzacijsko-adijabatskom procesu ukapljiva voda (depozicijski led) ostaje u česti zraka (oblaka) i pri spuštanju se isparava. Proces dizanja česti od polazne razine (1) do kondenzacijske razine (2) te do potpunog ukapljivanja vodene pare - vrh oblaka (3), zatim mogućeg dizanja na još veću visinu (4) te spuštanja kroz navedene razine do polaznog, sada konačnog položaja (7) prikazan je na slici 8.4. a. Za isparavanje vode (pri spuštanju) troši se toplina, koja se pri dizanju ukapljivanjem oslobodila. Dok ima isparavanja proces se odvija po mokroj adijabati sve do kondenzacijske razine. Pri daljnjem spuštanju proces je suhoadijabatski (nezasićen zrak). Temperature česti zraka prije dizanja i poslije spuštanja su iste.

U pseudoadijabatskom procesu ukapljiva voda (depozicijski led) je ispalala iz česti zraka (oblaka) u obliku oborina (kiša, snijeg i sl.). Proces dizanja česti od polazne razine (1) do točke (4) u ovom slučaju je isti kao u kondenzacijsko-adijabatskom procesu. Pri spuštanju česti zraka, koja više nema vode, proces se odvija po suhoj adijabati. Temperatura česti zraka poslije spuštanja (na polaznu razinu) - sada točka (7) veća je od temperature prije dizanja, što je prikazano na slici 8.4. b. Slično vrijedi za temperature (točke (2) i (6)) na kondenzacijskoj razini.

Adijabatski procesi u atmosferi vrlo su važni jer se s njima povezuju mnogi drugi atmosferski procesi i pojave. Važnija odstupanja od čisto adijabatskih procesa uglavnom su u područjima s oblacima. Njihovi sastavni dijelovi, kapljice vode i/ili kristalići leda dobro upijaju i zrače toplinsku energiju. Nadalje, u oblacima su izraženija gibanja zraka te se i tako može znatnije poremetiti dobitak/gubitak toplinske energije. Ti su procesi uglavnom vezani za rubna područja oblaka.

Kondenzacijsko-adijabatski proces u prirodi pojavljuje se pri strujanju vlažnog zraka preko planinske prepreke. Na privjetrinskoj strani brda postoji dizanje zraka, adijabatsko hlađenje te ukapljivanje (depozicija) vodene pare i stvaranje oblaka, a na zavjetrinskoj strani brda jest

spuštanje zraka, adijabatsko grijanje te isparavanje kapljica vode (ledenih kristalica) i raspadanje oblaka. Visine kondenzacijskih razina s obje strane brda su jednake, a također su i temperature na istoj razini jednake (sl. 8.5. a).



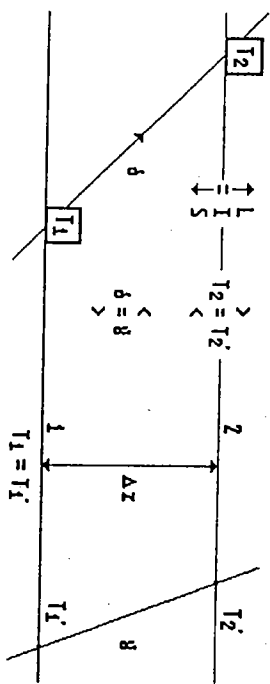
Sl. 8.5. Adijabatski procesi u prirodi:  
a) kondenzacijsko-adijabatski, b) pseudoadijabatski (fen)

Pseudoadijabatski proces u prirodi pojavljuju se također pri strujanju vlažnog zraka preko planinske prepreke uz pojavu oborina. Na prijetrinskoj strani brda postoji dizanje zraka, adijabatsko hlađenje te ukapljivanje (depozicija) vodene pare i stvaranje oblaka uz obvezne oborine (kiša, snijeg i sl.). Na zavjetrinskoj strani brda je spuštanje zraka, adijabatsko grijanje te isparavanje preostalih kapljica vode (ledenih kristala) i raspadanje oblaka (pojava suhog i toplog vjetera, fen). Visine kondenzacijskih razina s obje strane brda, kao i temperature na istoj razini, različite su. Više su u zavjetrini (sl. 8.5. b).

### 8.3. Stablnost zraka u atmosferi

Upravna gibanja zraka, a u svezi s njima mnogi važni procesi i pojave u atmosferi, kao što su grijanje i hlađenje atmosfere, svojstvenost vjetera, jakost i vrst oborina, razvitak grmljavine i sl., ovise o stabilnosti atmosfere. Atmosfera je u ravnoteži ako čest zraka u njoj ostaje u mirovanju, ukoliko nema vanjskih uzroka koji bi narušili to mirovanje. Ravnoteža može biti stabilna, labilna i indiferentna. Atmosfera je u stabilnoj ravnoteži ako se čest zraka u atmosferi nakon pomaka zbog nekog vanjskog kratkotrajnog poticaja vraća prema svom prvobitnom položaju, dok je u labilnoj ravnoteži ako se i dalje udaljuje od svoga prvobitnog položaja, premda je taj uzrok prestao djelovati. Indiferentna ravnoteža atmosfere jest ako je čest zraka, pomaknuta iz svog prvobitnog položaja, i nadalje u ravnoteži.

Atmosferska stabilnost utvrđuje se u svakom stvarnom slučaju, stoga valja utvrditi njezino fizičko stanje na različitim visinama. Aerološkim metodama mjerenja dobivaju se podaci o temperaturi i vlazi zraka u najnižih 30 do 40 km. Atmosferska stabilnost ovisi o tome kako se mijenja temperatura s visinom, tj. kakva je temperaturna stratifikacija atmosfere, koju obilježava uspravni temperaturni gradijent  $\gamma$ . Stablnost ovisi i o vlažnosti atmosfere.



Sl. 8.6. Stablnost česti zraka

Neka je na razini (1) temperatura česti zraka jednaka temperaturi atmosfere ( $T_1 = T_1'$ ) (sl. 8.6). Dizanjem česti na razinu (2) njezina temperatura se mijenja adijabatskim procesom te poprima vrijednost  $T_2'$ , dok je u okolnoj atmosferi temperatura  $T_2$ , tj. čest zraka je hladnija ili toplija od okolice ili ima istu temperaturu kao okolica. Hladnija čest zraka istodobno znači njezinu veću gustoću (težinu) od okolice, te se vraća u prvobitni položaj → stabilno, toplija znači manju gustoću i nastavljanje dizanja → labilno, a iste temperature znače ostajanje u položaju → indiferentno. Primjenjujući uspravni temperaturni gradijent i suhoadijabatsku stopu, slijedi:

$<$	hladnija čest	→	stabilno	
$\gamma = \delta$	iste temperature	→	indiferentno	8(14)
$>$	toplija čest	→	labilno	

Zbog razlika u gustoći zraka okolne atmosfere (označeno s  $\gamma'$ ) i gustoće česti zraka javlja se uzgon, te čest zraka dobiva ubrzanje a:

$$g \rho' - g \rho = a \rho$$

$$a = g \frac{\rho' - \rho}{\rho} = g \frac{T - T'}{T'}$$

Kako je:

$$T = T_1 - \delta \, dz \quad ; \quad T' = T_1' - \gamma' \, dz \quad ; \quad T_1 = T_1'$$

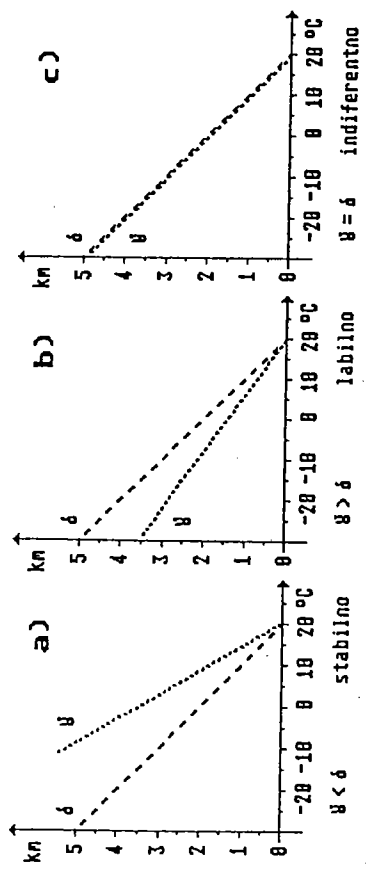
slijedi:

$$a = -g \frac{\delta - \gamma'}{T_1} \, dz \tag{8(15)}$$

Razmatranja izraza 8(15) pokazuju ovo:

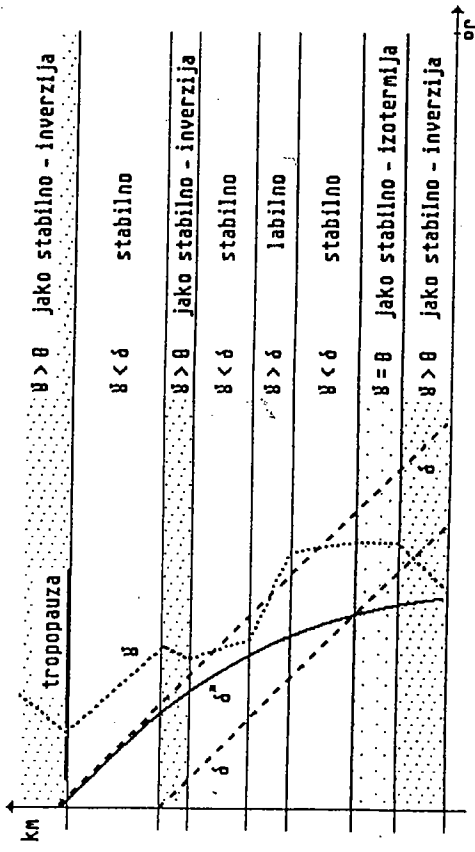
- a)  $\gamma < \delta \rightarrow$  ubrzanje ima smjer suprotan smjeru pomaka; stabilna atmosfera, temperatura atmosfere opada s visinom manje od  $10\text{C}/100 \text{ m}$  (sl. 8.7. a),
- b)  $\gamma > \delta \rightarrow$  ubrzanje ima isti smjer kao i pomak; labilna atmosfera, temperatura atmosfere opada s visinom više od  $10\text{C}/100 \text{ m}$  (sl. 8.7. b),

c)  $\gamma = \delta \rightarrow$  ubrzanja nema; indiferentna atmosfera, temperatura atmosfere opada s visinom 1°C/100 m (sl. 8.7. c).



Sl. 8.7. Atmosferska stabilnost: a) stabilno, b) labilno, c) indiferentno

Ti procesi vrijede i za dizanje i za spuštanje česti zraka. Kao što je spomenuto, u prirodi zbog različite promjene temperature zraka s visinom postoji i razna atmosferska stabilnost koju obilježava uspravni temperaturni gradijent  $\gamma$ . Grafički prikaz na aerološkom dijagramu razdiobe temperature s visinom u atmosferi daje krivulju stanja (expression of state; Temperaturverteilung) (sl 8.8).



Sl. 8.8. Krivulja stanja atmosfere i stabilnosti

Usporedbom uspravnog temperaturnog gradijenta  $\gamma$  i u ovom slučaju suoadijabatske stope  $\delta$  prati se atmosferska stabilnost (zrak je nezasićen) (sl. 8.8). Stabilna atmosfera započeta gibanja zaustavlja, što znači da ne pomaže procesima uspravnih gibanja. Izrazita atmosferska stabilnost u području je izotermije ( $\gamma = 0$ ), odnosno inverzije ( $\gamma > 0$ ) pa takva stratifikacija praktično onemogućuje uspravna gibanja u atmosferi. U danima sa stabilnom stratifikacijom u takvim slojevima atmosfere na-

kupljaju se razna onečišćenja (aerosoli) i proizvodi vodene pare (magla). Labina atmosfera omogućuje uspravna gibanja. Dapače, ona ih potpomaže, i u takvim danima uz dovoljno vlage obično je jači razvitak oblaka, posebno ako je atmosfera bogata vlagom. Javljaju se oluje.

Svojstva atmosferske stabilnosti za vlažni i nezasićeni zrak vodenom parom praktično su jednaka stabilnosti u suhom zraku. Međutim, temperatura zasićenog zraka mijenja se mokroadijabatski. Ako je čest zrak zasićena vodenom parom, iznad kondenzacijske razine, atmosferska stabilnost se razmatra prema mokroadijabatskoj stopi  $\delta^*$ , te postoji

$$\gamma < \delta^* \rightarrow \text{hladnija čest} \rightarrow \text{stabilno}$$

$$\gamma = \delta^* \rightarrow \text{iste temperature} \rightarrow \text{indiferentno}$$

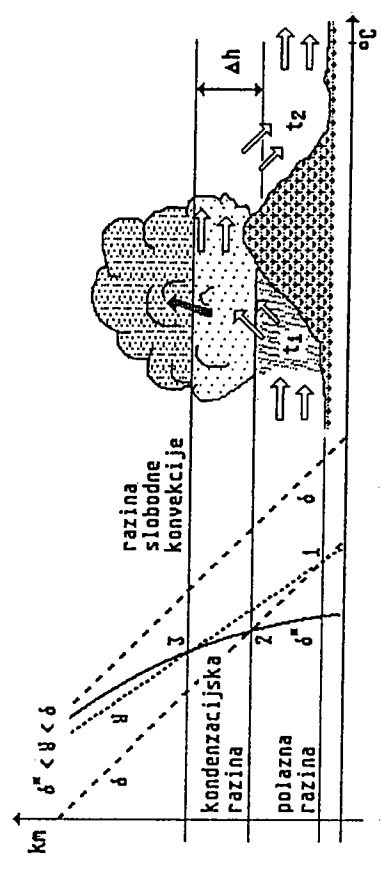
$$\gamma > \delta^* \rightarrow \text{toplija čest} \rightarrow \text{labilno}$$

8(16)

Kako općenito vrijedi  $\delta^* < \delta$ , uzimajući u obzir  $\gamma$ , mogući su odnosi a)  $\gamma < \delta^*$   $\rightarrow$  zrak koji je stabilan za mokroadijabatski, stabilan je i za suoadijabatski proces.

b)  $\gamma > \delta \rightarrow$  zrak je labilan za oba adijabatska procesa,

c)  $\delta^* < \gamma < \delta \rightarrow$  zrak je stabilan ako je nezasićen, a labilan je ako je zasićen; zrak je mokrolabilan (uvjetno labilan) (sl. 8.9).



Sl. 8.9. Razina slobodne konvekcije

Kad je krivulja stanja između suhe i mokre adijabate, atmosfera je u uvjetnoj labilnosti. Atmosfera je u tom slučaju u stabilnoj ravnoteži kad vodena para u atmosferi nije zasićena, a u labilnoj kad je zasićena. Proces dizanja česti zraka od polazne razine (1) do kondenzacijske razine (2) odvija se po suhoj adijabati i na tom je putu atmosfera stabilna. Dalje se diže po mokroj adijabati. Atmosfera je još uvijek stabilna do razine gdje postaje indiferentna (3), ali kako zbog tromosti nastoji zadržati svojstvo dizanja, čest zrak dolazi u područje labilnosti. Navedena razina zove se razina slobodne konvekcije (level of free convection; frei Kondensationsniveau) (sl. 8.9).

Navedeni slučajevi dosta su česti, posebno u planinskom području, a pojavljuju se pri strujanju vlažnog zraka preko planinske prepreke. Na privjetrinskoj strani brda postoji dizanje zraka, adijabatsko hlađenje te

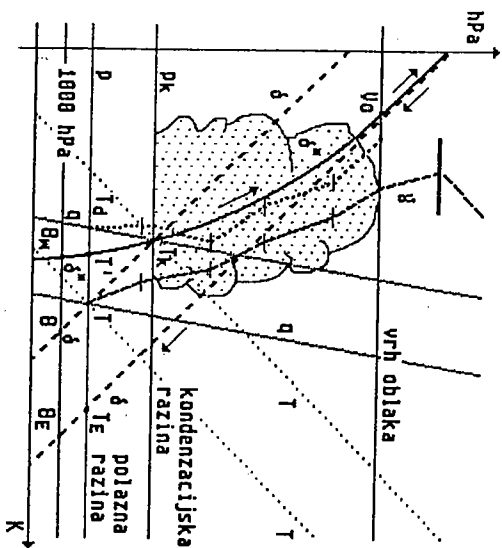
ukapljivanje (depozicija) vodene pare i stvaranje oblaka, a na zavjetrinskoj strani brda je spuštanje zraka, adijabatsko grijanje te isparavanje kapljica vode (ledenih kristalica) i raspadanje oblaka. Ako ti procesi nisu jaki, oblak se ne razvija do većih visina (ispod razine slobodne konvekcije). Ipak, pokatkad, djelovanjem kratkotrajnog i pojačanog vjetera, proces dizanja zraka može nadvisiti razinu slobodne konvekcije i tada, dižući zrak postaje labilan i pogodan za nastajanje razvijenijih oblaka, pa čak i oluja s jakim oborinama (sl. 8.9). Na taj način se tumače iznenadni pljuskovi u planinskom području, posebice u ljetnim mjesecima.

Atmosferska stabilnost na nekoj visini ovisi u kojem se položaju na toj visini nalazi krivulja stanja atmosfere prema suhoj odnosno mokroj adijabati. Valja oštro razlikovati krivulju stanja atmosfere koja pokazuje razdiobu temperature s visinom u atmosferi od krivulja koje pokazuju promjene temperature izazvane procesima koji se zbivaju unutar česti zraka pri njezinu adijabatskom dizanju. Za suhi zrak krivulja procesa je suha adijabata, za zasićen zrak krivulja je mokra adijabata, dok se za vlažni nezasićen zrak krivulja procesa sastoji od suhe adijabate do kondenzacijske razine, a dalje od mokre adijabate.

Ako je krivulja stanja strmija od obiju krivulja procesa, na toj visini atmosfera je u stabilnoj ravnoteži. To je apsolutna stabilnost. Za položeniju krivulju stanja od obiju krivulja procesa atmosfera je u labilnoj ravnoteži; to je apsolutna labilnost. Podudara li se krivulja stanja sa suhom adijabatom, atmosfera je u indiferentnoj ravnoteži kad je zrak nezasićen, a u labilnoj ravnoteži kad je zasićen. Ako se slučajno krivulja stanja podudara s mokrom adijabatom, atmosfera je u indiferentnoj ravnoteži za atmosferu zasićenu vodenom parom, a u stabilnoj za nezasićenu. Atmosferska stabilnost, te drugi procesi iz termodinamike i statike atmosfere, u praksi se ispituju aerološkim dijagramima (emagram, tephigram i drugi).

Na aerološki dijagram ucrtavaju se razne veličine. Slika 8.10. prikazuje emagram. Uz navedenu razdiobu temperature s visinom ucrtava se i razdioba rosišta s visinom, tako se dobiva potpuna krivulja stanja atmosfere. Slika stanja česti zraka prikazuje se s nekoliko veličina, npr.: tlak zraka  $p$ , temperatura zraka  $T$  i rosište  $T_d$  ili tlak, temperaturu i specifična vlažnost  $q$ , što je dovoljno za izračunavanje i drugih veličina koje obilježavaju svojstva česti zraka.

Neka je slika česti zraka dana na polaznoj razini, tj. na tlaku  $p$  s temperaturom  $T$  i rosištem  $T_d$  (sl. 8.10). Dizanjem po suhoj adijabati iz točke  $T$  dolazi se do kondenzacijske razine na tlaku  $p_k$ , također i dizanjem po izohigri  $q$  (crta iste vlažnosti) iz točke  $T_d$  dolazi se do kondenzacijske razine na tlaku  $p_k$ , tj. do točke  $T_k$ ; to je karakteristična točka. Daljnje dizanje odvija se po mokroj adijabati, i kad se gotovo sva vodena para ukapljuje, to odgovara vrhu oblaka  $V_0$  (u stvarnosti postoje odstupanja). Izohigra  $q$  koja prolazi rosištem  $T_d$  odgovara stvarnoj specifičnoj vlažnosti  $q_{max}$ . Gibanjem iz točke  $T$  po suhoj adijabati do tlaka  $1000 \text{ hPa}$  dolazi se do potencijalne temperature  $\Theta$ . Spuštanjem od vrha oblaka  $V_0$ , po suhoj adijabati do polazne razine dobiva se ekvivalentna temperatura  $T_E$  (uz stalan tlak, temperatura zagrijane



Sl. 8.10. Aerološki dijagram, emagram:  
 suha adijabata  $\delta$  (---), mokra adijabata  $\delta^*$  (—), izohigra  $q$  (.....),  
 izoterna  $T$  (.....), krivulja stanja  $Y$  (---), crta rosišta  $T_d$  (.....)

česti zraka zbog potpunog ukapljivanja vodene pare - pseudoadijabatski proces ako se sva vodena para ukapljila i izlučila, vjetar fen), a do tlaka  $1000 \text{ hPa}$  potencijalna ekvivalentna temperatura  $\Theta_E$ . Spuštanjem iz karakteristične točke  $T_k$  po mokroj adijabati dolazi se do temperature mokrog termometra  $T^*$  (uz stalan tlak, to je temperatura ohladene česti zraka, zbog isparavanja vode iz česti dok ne postane zasićena), dok je na tlaku  $1000 \text{ hPa}$  potencijalna temperatura mokrog termometra  $\Theta_w$ .

Dopunska literatura

Byers, H.R., 1974: *General Meteorology* McGraw-Hill, Inc, New York, 461.  
 England, J. i H. Ullrich, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
 Hrgjan, A.H., 1986: *Fizika atmosfere*. Gidrometeorizdat, Leningrad, 328.  
 Makjanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.

## 9. ZRAČNA STRUJANJA

### 9.1. Osnovno o zračnim strujanjima

Zrak u atmosferi u neprestanom je gibanju prema Zemljinoj površini. Za razliku od dosada spomenutih veličina koje su skalari, gibanja zraka su vektorske veličine koje opisuju smjer i iznos gibanja česti zraka. To su zračna strujanja. Gibanja zraka u prostoru najčešće se razmatraju kao uspravne i vodoravne komponente tog gibanja, te se razlikuju uspravna i vodoravna gibanja zraka - vjetar (engleski: wind; njemački: Wind). Što je veće područje preko kojeg prelazi zračna struja, to je izraženije vodoravno strujanje.

Iznos (intenzitet) gibanja česti zraka ili brzina zračne struje izražava se u jedinicama brzine. Često upotrebljavana jedinica za brzinu jest čvor (1 kt = 1 Nm/h, 1 Nm = 1852 m; 1 kt = 0.514 m/s ili 1 m/s = 1.944 kt). U pomorstvu još uvijek se zadržalo iskazivanje jačine vjetra Beaufortovom ljestvicom. Smjer gibanja česti zraka, ako se radi o vodoravnim gibanjima zraka, izražava se uz pomoću zemljopisnih strana svijeta da se označi otkuda puše vjetar (sjeverni - N, istočni - E i sl.). Može se prikazati i stupnjevima (obično desetine stupnjeva) ako se pridruže vrijednosti 90° za istočni, 180° za južni, 270° za zapadni, 360° za sjeverni vjetar i sl. Izraz 0 znači izostanak vjetra, a ne sjeverni vjetar. Prikaz smjerova vjetrova s pripadajućim brzinama jest ruža vjetrova (wind rose; Windrose).

Vjetar se na crtežima prikazuje na nekoliko načina.

Izotaha (isotachs; Isotache) su crte koje povezuju točke iste brzine, dok su izogone (isogons; Isogone) crte istog smjera gibanja.

Strujnice (streamlines; Stromlinie) su crte koje prikazuju gibanje tako da je u svakoj točki te crte pripadna tangenta vektor vjetra, pri čemu je udaljenost između crta obrnuto razmjerna s brzinom gibanja. U svakoj točki strujnice je ispunjen uvjet:

$$\mathbf{V} \times d\mathbf{r} = 0, \quad (9.1)$$

gdje je  $\mathbf{V}$  vektor brzine s komponentama  $u$  i  $v$  (u smjeru  $x$  odnosno  $y$  osi Cartesianaova sustava), a  $d\mathbf{r}$  element strujnice s komponentama  $dx$  i  $dy$ .

Putanje (trajektorije) (trajectories; Trajektorie) su crte koje prikazuju gibanje česti zraka. Ako se vjetar ne mijenja tijekom vremena, putanje se podudaraju sa strujnicama. Što su promjene vjetra izrazitije, to putanje više odstupaju od strujnica.

Smicanje (shearing; Scherung) znači promjenu vjetra (smjer i/ili brzina) na određenoj udaljenosti, npr. 10 m/s na udaljenosti 100 km, što odgovara veličini 10<sup>-4</sup> s<sup>-1</sup>. Za vodoravni vjetar  $\mathbf{V}$  s komponentama

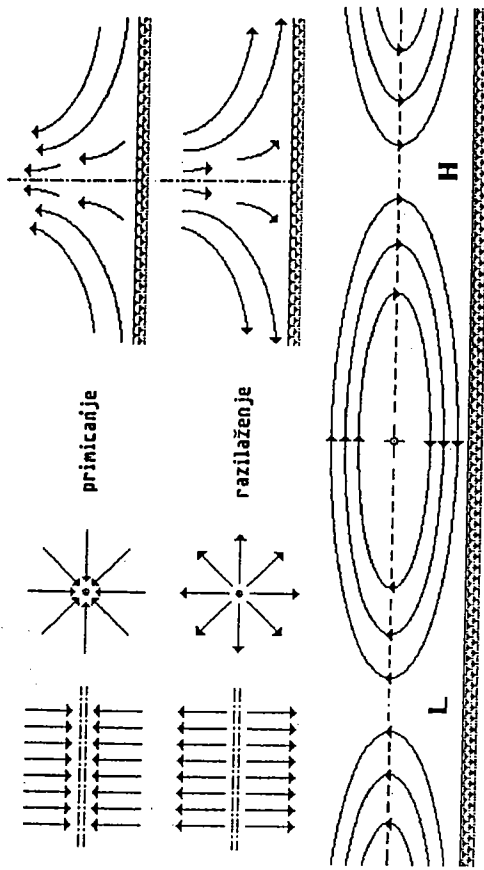
u i  $v$  može se za vodoravno smicanje pisati  $\partial u/\partial y$  i  $\partial v/\partial x$ , a uspravno smicanje je  $\partial u/\partial z$  i  $\partial v/\partial z$ .

Kruženje (cirkulacija) (circulation; Zirkulation) je gibanje zraka duž zatvorene crte. To svojstvo fluida prilično je postojana veličina i važna je u meteorologiji. Područja tlaka s kružnim izobarama imaju kružno gibanje zraka, na sjevernoj polukugli niski tlak (ciklona) ima pozitivno kruženje (protusatno - obrnuto kazaljci na satu) dok područja visokog tlaka (anticiklone) imaju negativno kruženje (satno - u smjeru kazaljke) (sl. 6.3, 6.8. i 6.9).

Vrtložnost  $\zeta$  (vorticity; Vorticity) je mjera vrtnje (rotacije) fluida:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (9.2)$$

u vodoravnoj ravni, a os vrtnje je uspravna. Slično vrtložnosti u vodoravnoj ravni postoje i vrtložnosti u uspravnoj ravni koje imaju vodoravne osi vrtnje. Iz određena vrtložnosti proizlazi da vrtložnosti nema ako elementi koji se vrte zadržavaju osnovno usmjerenje. Vrtložnost ciklone je pozitivna, a anticiklone negativna veličina.



Sl. 9.1. Primicanje i razilaženje strujnog polja

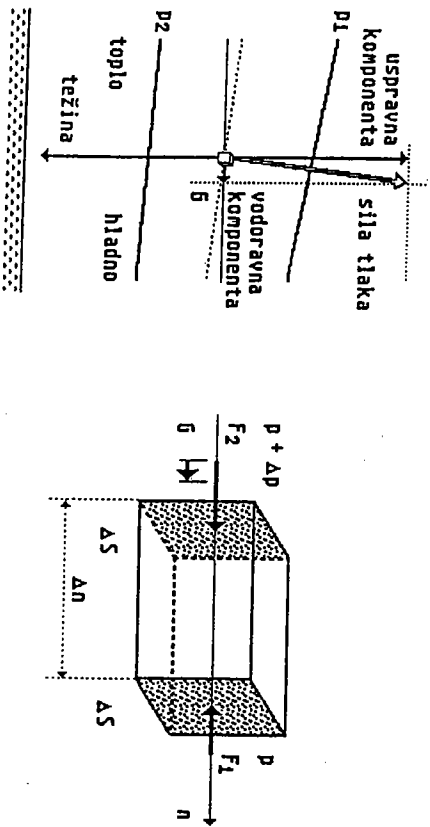
Zračno strujanje ili strujno polje na nekom području može biti nagomilavanje ili razilaženje zraka, te se govori o primicanju (konvergenciji) ili razilaženju (divergenciji) zračnog strujanja (sl. 9.1). Primicanje odnosno razilaženje, koje može biti u svezi s točkom ili crtom, dovodi do dizanja, odnosno spuštanja česti zraka, te se uspostavlja uspravno kruženje (cirkulacija) zraka duž zatvorenih crta. Područja konvergencije podudaraju se s područjima niskog tlaka (ciklone), a divergencije s visokim tlakom (anticiklone).

## 9.2. Osnovne sile koje djeluju na čest zraka

Da bi se upoznao zračno strujanje kao atmosferska pojava, nužno je poznavati sile koje omogućuju ili onemogućuju njegovo postojanje. Osnovna je sila koja uvjetuje gibanje zraka sila zbog razlike tlakova. U određivanju strujanja sudjeluje i Coriolisova sila zbog Zemljine vrtnje oko svoje osi. Za gibanja sa zakrivljenim putanjama pojavljuje se i centrifugalna sila, dok sila trenja smanjuje strujanja ili njihov prestanak.

### Gradientna sila

Sila koja nastaje zbog razlike tlakova je sila gradienta tlaka ili kraće gradientna sila (pressure gradient force; Gradientkraft).



Sl. 9.2. Gradientna sila

Sila tlaka uvijek je okomita na izobarnu plohu i usmjerena, od visokog prema niskom tlaku, tj. u smjeru gradienta tlaka. Međutim, zbog zagrijavanja zraka, kad je jedno područje toplije od drugog, zrak se širi u toplom području, te su i izobarne plohe više razmaknute nego u hladnom. Tada se javlja nagutost izobarne plohe (sl. 9.2) i dolazi do odstupanja smjera sile tlaka od uspravne crte za isti kut za koji se i nagula izobarna ploha. Ravnotežno stanje za uspravne pomake (hidrostatičska ravnoteža) traži da uspravna komponenta sile tlaka mora biti uravnotežena s težinom česti. Ravnotežno stanje za vodoravne pomake nastupa se kao posljedica zagrijavanja te vodoravna komponenta sile tlaka nije ničim uravnotežena. Promatra li se čest zraka mase  $\Delta M$  (sl. 9.2), tlak s lijeve strane česti je  $p + \Delta p$ , a s desne  $p$ , a posljedica je  $F_2 + F_1$ . Razlika tih dviju sila može se prikazati:

$$\text{odnosno } G = F_1 - F_2,$$

$$\Delta M a = \rho \Delta S \Delta n a = p \Delta S - (p + \Delta p) \Delta S$$

$$\rho \Delta n a = - \Delta p$$

$$a = - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

$$a = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad 9(3)$$

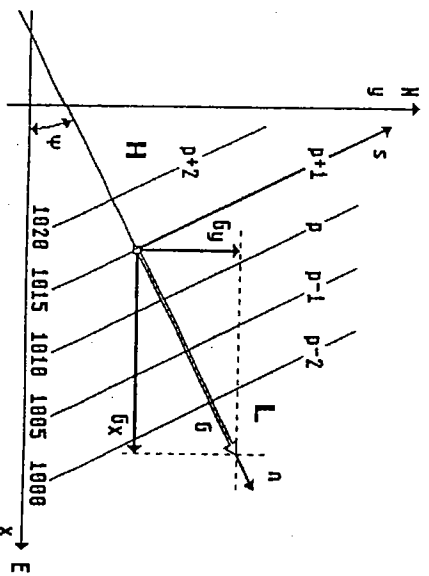
ili u diferencijalnom obliku:

gdje je  $a$  ubrzanje česti zraka zbog vodoravne komponente sile gradienta tlaka zraka (gradientne sile)  $G$ , dok je  $-\partial p/\partial n$  vodoravni gradient tlaka zraka. U točki 6.4. pokazano je da je vodoravni gradient tlaka zraka na srednjoj morskoj razini oko 1 hPa/100 km, a u ekstremnim slučajevima može biti za red veličine veći, tj. oko 10 hPa/100 km. Tako je vodoravni gradient tlaka malen, jer je nagib izobarne plohe prema vodoravnoj ravni vrlo malen (20"), te promjene tlaka imaju velik utjecaj na gibanja zraka u atmosferi.

Primjenjujući izraz 6(12) za geopotencijal, može se pisati:

$$a = \frac{\partial \Phi}{\partial n} \quad 9(4)$$

Tako i slika apsolutne topografije izobarne plohe (AT) predstavlja polje strujanja. Naime, na visinama se umjesto izobara primjenjuju izohipse. U troposferi gradienti izohipsa (AT) dosta kolebaju, od 10 do 100 gpm/100 km, te redovito gustoća izohipsa s visinom raste. Veća gustoća izohipsa, tj. veći gradienti tlaka zraka predstavljaju područja s jačim vjetrovima.



Sl. 9.3. Gradientna sila u Cartesiovom i prirodnom koordinatnom sustavu

U meteorologiji Cartesiov pravokutni koordinatni sustav primjenjuje se s ovim usmjerenjem koordinatnih osi: x-os u smjeru istoka, y-

os u smjeru sjevera, dok je z-os mjesna uspravna (vertikalna) crta. U vodoravnoj ravnini, veza između spomenutog sustava i prirodnog koordinatnoga sustava s n-osi u smjeru okomice (normale na izobare ili neke druge izolinije) i s-osi u smjeru tangente u odnosu prema gradijentnoj sili G prikazana je na sl. 9.3.

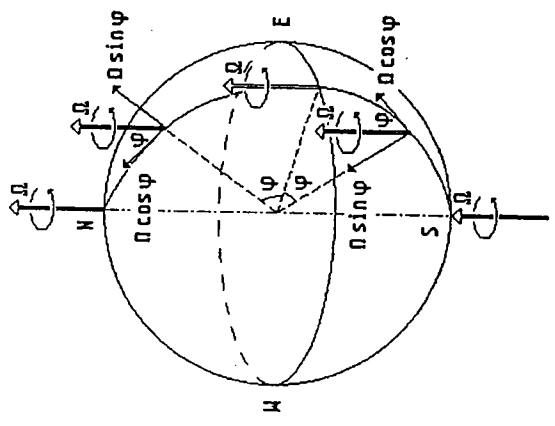
**Coriolisova sila**

Kad se gibanja na Zemlji promatraju sa Zemlje, pojavljuje se Coriolisova sila. To je prividna sila. Međutim, ako se gibanja promatraju iz svemira, Coriolisova sila se ne javlja.

Coriolisova sila potječe od Zemljine vrtnje koja se okreće oko svoje osi od zapada prema istoku. Gledano sa Zemlje, vrijeme vrtnje je 86 400 s, a gledano iz svemira 86 164 s (zvezzdani dan). Kutna je brzina na općenito  $2 \pi / T_{rot}$ , gdje je  $T_{rot}$  vrijeme vrtnje (rotacije). Kutna brzina Zemlje (sl. 9.4) jest vektor (ima svojstvo paralelnog premještanja - translacije) paralelan s osi Zemljine vrtnje, a ona je

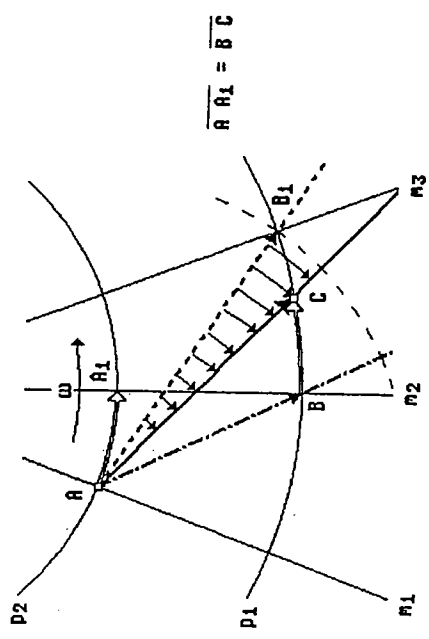
$$\omega = 7.292 \cdot 10^{-5} \quad [s^{-1}] \quad (9(5))$$

Sve točke na Zemlji imaju jednaku kutnu brzinu. Međutim, obodna brzina veća je što je točka bliže ekvatoru (na ekvatoru je 1 670 km/h, na 45° zemljopisne širine je 1 174 km/h, a na polu nema brzine).



Sl. 9.4. Kutna brzina Zemlje s komponentama na raznim zemljopisnim širinama

Neka neki poticaj izbaci tijelo (čest zraka) iz točke A u smjeru točke B, kamo bi trebalo doći za vrijeme  $\Delta t$  (sl. 9.5). Kako je kutna brzina Zemlje stalna, za isto vrijeme će se točka A premjestiti u položaj  $A_1$ , a točka B u položaj  $B_1$ , pri čemu je  $\overline{AA_1} < \overline{BB_1}$  zbog različitih obodnih brzina (točka A se nalazi na većoj zemljopisnoj širini od to-



Sl. 9.5. Djelovanje Coriolisove sile

čke B). Kako tijelo zbog tromosti zadržava svoju obodnu brzinu, a ide prema području većih obodnih brzina, u vremenu  $\Delta t$  ono neće biti u točki  $B_1$ , već u C, pri čemu je udaljenost  $\overline{AA_1} = \overline{BC}$ . Za promatrača izvan Zemlje tijelo je u prostoru prevalilo put  $\overline{AC}$  (isključuje se revolucija Zemlje i ostala gibanja svemirskih tijela), a za promatrača na Zemlji (ne osjeća Zemljinu vrtnju) ono nije išlo u smjeru prema B, kao na početku, nego je stalno skretalo udesno i došlo u točku C. Ako bi se tijelo gibalo iz manjih zemljopisnih širina u veće, učinak skretanja udesno bi bio isti. Čini se kao da djeluje neka sila skretanja. Na južnoj polukugli ovaj bi učinak djelovao skretanjima ulijevo.

Slika 9.4. pokazuje da se vektor Zemljine vrtnje  $\Omega$  može rastaviti na vodoravnu i uspravnu komponentu vrtnje, te svaka od komponenata vrtnje utječe na odgovarajuće vodoravne i uspravne komponente gibanja tijela. Coriolisova sila pojavljuje se samo kada postoji relativna brzina kojom se kreće tijelo u odnosu prema rotirajućem sustavu.

Coriolisova sila na Zemlji djeluje na svako tijelo koje se giba i djeluje okomito na smjer gibanja. Stoga ona ne mijenja brzinu, nego mijenja smjer gibanja tijela: na sjevernoj polukugli skreće tijela udesno, a na južnoj ulijevo.

Vodoravna komponenta Coriolisova ubrzanja  $a_c$  u pojednostavnjenom obliku jest:

$$a_c = 2 V \omega \sin \varphi, \quad (9(6))$$

gdje je V brzina gibanja tijela, a  $\varphi$  zemljopisna širina. Očito je da na ekvatoru nema Coriolisove sile. Ubrzanje zbog Coriolisove sile je malo i približno je istog reda veličine kao i ubrzanje sile gradijenta tlaka (gradijentne sile). Ako je na zemljopisnoj širini 45° brzina 10 m/s, znači da je ubrzanje  $a_c = 2 \cdot 10 \cdot 7.29 \cdot 10^{-5} \cdot \sin 45 \approx 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$ . Obično se izraz 9(6) pojednostavljuje Coriolisovim parametrom f:

$$f = 2 \omega \sin \varphi. \quad (9(7))$$



Uspravna komponenta Coriolisovog ubrzanja  $a_{cv}$  jest:

$$a_{cv} = 2 V \omega \cos \varphi. \quad 9(8)$$

Uspravna komponenta Coriolisove sile malena je ( $\approx 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$ ) u usporedbi s drugim silama koje djeluju po uspravnoj crti (sila teža,  $10 \text{ m s}^{-2}$ ) te se može zanemariti.

### Sila trenja

Pri gibanjima nekog tijela u stvarnom prostoru pojavljuje se sila koja mijenja način gibanja tijela ili ga više ili manje onemogućuje; to je sila otpora, odnosno trenja (friction; Reibung). Ta sila djeluje u suprotnom smjeru od vektora brzine, razmjerna je iznosu vektora brzine i ovisi o svojstvima okoline.

Zračna strujanja u atmosferi su laminarnih (male brzine), odnosno turbulentnih (veće brzine) svojstava (o tome više u točki 9.6). Naime, s gledišta strujanja zrak je viskozna okolica. Laminarno gibanje je strojno (stationarno) (može se lakše prikazati analitički), dok je turbulentno gibanje nestojno (nestacionarno) (dvodimenzijsko ili trodimenzijsko). Ta strujanja dovode do sila otpora gibanjima zraka, a kako su turbulentna (vrtložna) strujanja izraženija od laminarnih, često se govori o turbulentnom trenju (sila unutarnjeg trenja). Stoga, kada se pojave razlike u brzini i/ili smjeru susjednih slojeva, nastaju miješanja česti zraka. Ta miješanja smanjuju brzinu u sloju u kome se zrak brže gibao ili povećavaju brzinu u sloju gdje se zrak sporije gibao. Unutarnje trenje (blizu neke podloge) ovisi o razlici brzina vodoravnoga zračnog strujanja u slojevi-ma koji se nalaze neposredno jedan pored drugoga (slično je za slojeve jedan kraj drugoga). Sila unutarnjeg trenja  $T_u$  može se dobiti uz poznavanje promjene vjetra s visinom  $\partial V/\partial z$  iz:

$$T_u = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right), \quad 9(9)$$

gdje je  $K_z$  koeficijent turbulentnosti. Učinci međumolekularnog djelovanja i miješanja unutar česti zraka u ovim slučajevima se ne uzimaju u obzir, jer su zanemarivo mali.

Pri gibanjima zraka iznad podloge pojavljuje se sila površinskog trenja (surface frictional force; Bodenreibung) koja djeluje u suprotnom smjeru od vektora vjetra  $V$ , razmjerna je njegovu iznosu i ovisi o kakvoći podloge iznad koje se gibao zrak. Najjednostavniji oblik sile površinskog trenja  $T_s$  jest:

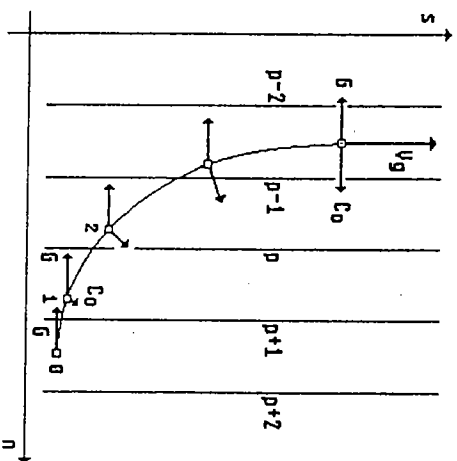
$$T_s = -K_s V, \quad 9(10)$$

gdje je  $K_s$  koeficijent površinskog trenja.

Osim smanjenja brzine vjetra, zbog djelovanja unutarnjeg i/ili površinskog trenja, trenje mijenja i smjer vjetra (više u idućim točkama), a u najopćenitijem obliku postoji promjena vjetra s visinom.

### 9.3. Geostrofički vjetar

Ako u vodoravnoj ravlini postoji polje tlaka ravnih i međusobno jednako udaljenih izobara u kojem se razmatra čest zraka koja se nalazi u točki (0) u mirovanju (sl. 9.6), na čest djeluje gradijentna sila  $G$ , koja uvjetuje početak njezina gibanja. S gibanjem se pojavljuje Coriolisova sila  $C_0$  koja skreće čest udesno, te će se ona u idućoj jedinici vremena naći u položaju (1) (čest sve više ubrzava), zatim u (2), da bi naposljetku bila u ravnoteži između dviju sila: gradijentne i Coriolisove, to je geostrofička ravnoteža. Pritom se čest zraka dalje giba zbog tromosti (zanemareno trenje) paralelno s izobarama, pri čemu je niski tlak s lijeve strane (sjeverna polokugla). To je gibanje geostrofički vjetar (geostrophic wind; geostrophischer Wind).



Sl. 9.6. Postizanje ravnotežnog stanja za geostrofički vjetar

Prethodno gibanje zraka nije stvarno gibanje zraka u atmosferi, nego je prva približnost atmosferskog strujanja. Kako u atmosferi ne postoji potpuna ravnoteža između gradijentne i Coriolisove sile, nego njihova približnost (djeluju i druge vrste sila), takvi uvjeti se zovu geostrofička približnost (aproksimacija).

Uzimajući u obzir postignutu ravnotežu sila uvrštavanjem izraza 9(3) i 9(6), dobiva se izraz za geostrofički vjetar  $V_g$ :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + 2 V \omega \sin \varphi = 0$$

$$V_g = \frac{1}{2 \rho \omega \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad 9(11)$$

Može se pokazati da se izraz 9(11) u prije spomenutom Cartesia-

novu pravokutnom sustavu (sl. 9.3) može pisati u komponentama u ovom obliku:

$$u_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad ; \quad v_g = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad 9(12)$$

gdje su  $u_g$  i  $v_g$  komponente geostrofičkog vjetra u smjeru x-osi, odnosno y-osi, a  $\partial p/\partial x$  i  $\partial p/\partial y$  komponente gradijenta tlaka zraka.

Uvrštavanjem prosječnih vrijednosti u izraz 9(11), koje vrijede u području umjerenih zemljopisnih širina, tj.  $\varphi = 45^\circ$ ,  $\partial p/\partial n = 1 \text{ hPa}/100 \text{ km}$ ,  $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$ , dobiva se za geostrofički vjetar 9.7 m/s. Za druge zemljopisne širine  $V_g$  je prikazan u tablici 9.1.

Tabl. 9.1. Geostrofički vjetar po zemljopisnim širinama  
za  $\partial p/\partial n = 1 \text{ hPa}/100 \text{ km}$ ,  $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$

Zemljopisna širina $V_g$	( $^\circ$ )	10	20	30	40	50	60	70	80	90
	(m/s)	39.5	20.1	13.7	10.7	9.0	7.9	7.3	7.0	6.9

Vidljivo je da se približavanjem ekvatoru vrijednost geostrofičkog vjetra povećava, a osobito u posljednjih desetak stupnjeva. Stoga se geostrofički vjetar ne smije računati u tropskom pojasu, jer na ekvatoru ne postoji geostrofička ravnoteža (aproksimacija) - nema Coriolisove sile. Unatoč navedenom nedostatku geostrofički vjetar se dobro podudara sa stvarnim vjetrom u slobodnoj atmosferi (nema trenja) u srednjim i višim širinama.

Primjenom geopotencijala 6(12), pri čemu je visina u gpm, izraz 9(11) dobiva oblik:

$$V_g = \frac{9.8}{2} \frac{\partial \Phi}{\omega \sin \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial n} \quad [\text{m/s}] \quad 9(13)$$

ili u komponentama slično izrazu 9(12):

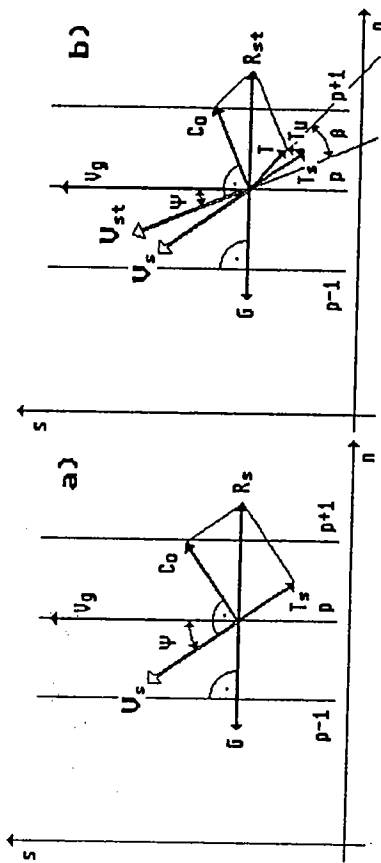
$$u_g = -\frac{9.8}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad ; \quad v_g = \frac{9.8}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad 9(14)$$

Točnija vrijednost konstante 9,8 je 9,806 65, vidjeti izraz 6(11).

Geostrofički vjetar ima smjer paralelan s izobarama (izohipsama) tako da je niski tlak, na lijevoj strani za sjevernu polukuglu, odnosno na desnoj strani za južnu polukuglu.

Budući da u prirodi postoji trenje, slika geostrofičkog strujanja će doživjeti izvjesnu promjenu. Zbog djelovanja površinskog trenja smanjuje se brzina vjetra, a posljedica je smanjenje Coriolisove sile, pa se narušava ravnoteža između gradijentne i Coriolisove sile. Jer, gradijentna sila nadvladava Coriolisovu, te vjetar (čest zraka) skreće prema niskom tlaku. Čim se zakrene vjetar, zakreće se i sila trenja. To se odvija tako dugo, dok se ne uspostavi ravnoteža između svih prije navedenih sila (sl. 9.7. a). U ovom slučaju, sila trenja  $T_s$  i Coriolisova sila  $C_o$  vek-

torski daju rezultantnu silu  $R_s$ , koja pak drži ravnotežu s gradijentnom silom  $G$ . Vjetar  $V_s$  je rezultirajući geostrofički vjetar uz trenje, po nosu je manji od  $V_g$ , a s njim zatvara kut  $\psi$ . Jasno je da se nad područjima s većim površinskim trenjem (kopno za razliku od mora) mogu očekivati veća smanjenja brzina vjetra i veća zakretanja vjetra od izobara.



Sl. 9.7. Geostrofički vjetar uz: a) površinsko trenje b) površinsko i unutarnje trenje

Kut  $\psi$  može se izraziti iz komponenata vjetra  $V_s$ , a uzimajući u obzir izraze 9(10) i 9(6), može se lako pokazati da je:

$$\text{tg } \psi = \frac{K_s}{f}, \quad 9(15)$$

što znači da kut skretanja vjetra, od izobara u sloju trenja, ovisi ne samo o svojstvima podloge (trenje) već i o zemljopisnoj širini, tj. veći je kut na manjim zemljopisnim širinama.

Detaljnija proučavanja pokazuju da je navedeni kut skretanja vjetra  $\psi$  nešto manji zbog djelovanja sile unutarnjeg trenja (sl. 9.7. b). Naime, sila ukupnog trenja  $T$  (površinsko i unutarnje) ne djeluje potpuno suprotno smjeru vjetra  $V^{st}$  (koji je posljedica djelovanje obje vrste trenja) nego čini kut od  $130$  do  $150^\circ$ , odnosno kut  $\beta$  je od  $30$  do  $50^\circ$ . Kako se vjetar s visinom povećava (naročito u najnižim slojevima atmosfere) to je vjetar  $V^{st}$  veći od vjetra  $V_s$ , a pripadajući kut skretanja vjetra od izobara  $\psi$  manji. Kolike su vrijednosti kuta skretanja vjetra za pojedine podloge, pokazuje tabl. 9.2.

Tabl. 9.2. Prosječni kut skretanja vjetra od izobara  
po zemljopisnim širinama za kopno i more

Zemljopisna širina ( $^\circ$ )	0	20	40	60	90	
Kopno	$\psi$ ( $^\circ$ )	61	50	42	37	35
More	$\psi$ ( $^\circ$ )	50	23	16	13	12

Unutarnje trenje, kao vrlo promjenljivu veličinu, teško je izraziti jednostavnijim izrazom. To trenje ovisi o mnogim čimbenicima (temperatura, konvekcija, atmosferska stabilnost, promjena vjetera) i ima svoji dnevni i godišnji hod.

Vrijednost koeficijenta ukupnog trenja (površinsko i unutarnje)  $K$  dosta je promjenljiva. Kako je srednja vrijednost reda veličine oko  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , to znači da je sila trenja istog reda veličine kao i gradijentna sila. Zbog navedenog može se uzeti da je prosječan prizemni vjeter u odnosu prema geostrofičkom dan odnosima:

$$\begin{aligned} K &= 0.65 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1} & \text{za more} & V = 0.7 \sqrt{g} \\ K &= 1.9 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1} & \text{za kopno} & V = 0.4 \sqrt{g} \end{aligned} \quad (9(16))$$

Ti koeficijenti znatno kolebaju, u tjesnoj su svezi s termičkim i dinamičkim svojstvima zraka te temperaturnim razlikama između zraka i podloge.

#### 9.4. Gradijentni vjeter

Pretpostavimo da u vodoravnoj ravni postoji polje tlaka zakrivljenih i međusobno jednako udaljenih izobara u kojem se razmatra čest zraka, koja se na slikama 9.8-10. nalazi u točki (0). Izobare su koncentrične kružnice s niskim  $L$  ili visokim  $H$  tlakom zraka u središtu. Razmatranja o gibanju česti zraka slična su kao i za geostrofički vjeter, no kako se u takvim uvjetima čest zraka ne giba po pravcu nego po zakrivljenoj putanji, valja imati na umu djelovanje centrifugalne sile.

Ovakva gibanja prikazuju **gradijentni vjeter** (gradient wind; Gradientwind). Moguća su dva osnovna tipa polja tlaka: u središtu izobara je niski ili visoki tlak zraka.

Postojanje niskog tlaka zraka u središtu izobara (ciklone) strogo određuje usmjerenost gradijentne sile uvijek prema središtu zakrivljenosti izobara, dok je centrifugalna sila uvijek okomita na smjer gibanja i usmjerena prema obodu. Coriolisova sila na sjevernoj polukugli je okomito i desno od smjera gibanja, dok je sila trenja suprotna gibanju.

S druge strane, postojanje visokog tlaka zraka u središtu izobara (anticiklone) određuje usmjerenost gradijentne sile, uvijek izvan središta zakrivljenosti izobara. Centrifugalna sila je i sada okomita prema smjeru gibanja i usmjerena prema obodu, a Coriolisova sila na sjevernoj polukugli okomita je i desno od smjera gibanja, dok je sila trenja suprotna gibanju.

Pri gibanjima po zakrivljenoj putanji postoji centrifugalna sila  $C_f$  koja je razmjerna kvadratu obodne brzine česti zraka  $V$ , i, obrnuto, razmjerna polumjeru zakrivljenosti strujnice (izobare)  $r$ , za jediničnu masu jest:

$$C_f = \frac{V^2}{r} \quad (9(17))$$

Ako se zanemare sile trenja, ravnoteža sila ima jednostavniji odnos.

Općenito ravnoteža sila je oblika koji glasi:

$$G + C_o + C_f = 0, \quad \text{odnosno} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + 2V\omega \sin \varphi + \frac{V^2}{r} = 0, \quad (9(18))$$

gdje je umjesto uobičajene oznake koordinatne osi primijenjen polumjer zakrivljenosti izobare  $r$ . Navedeni izraz je kvadratna jednadžba koja se rješava prema  $V$

$$V_{gr} = -r\omega \sin \varphi \pm \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (9(19))$$

$V_{gr}$  je brzina gradijentnog vjetera. Vidljivo je da su moguća dva rješenja (vjetel je da su stvarna) ovisno o predznaku ispred korijena. Brzina gradijentnog vjetera s pozitivnim predznakom znači pozitivnu vrtanju, a s negativnim predznakom negativnu vrtanju.

Kako je polumjer u ovom izvodu definiran kao pozitivna veličina, dok je u područjima niskog tlaka  $\partial p / \partial r > 0$ , proizlazi da je vrijednost ispod korijena uvijek pozitivna. Ovisno o predznacima ispred korijena, moguća su dva slučaja vrtanje. Gradijentni vjeter uz trenje u cikloni s pozitivnom vrtanjom prikazan je na slici 9.8, a pojavljuje se u uobičajenim prilikama u prirodi. Coriolisova i centrifugalna sila djeluju u istom smjeru, te vektorski zbrojene sa silom trenja  $T$  (površinsko i unutarnje) daju rezultantnu silu  $R$ , koja je uravnotežena s gradijentnom silom.

Na slici 9.9. prikazan je ciklonalni gradijentni vjeter s negativnom vrtanjom, koji se pojavljuje u posebnim slučajevima kad su snažna vrtložna gibanja malih razmjera (pijavnica, tornado). Tada centrifugalna sila sa silom trenja (površinsko i unutarnje) daje rezultantnu silu  $R_2$ , koja je uravnotežena s rezultantnom silom  $R_1$ , a posljedica je gradijentne i Coriolisove sile.

Gradijentni vjeter ciklone s pozitivnim kruženjem može se izračunati prema:

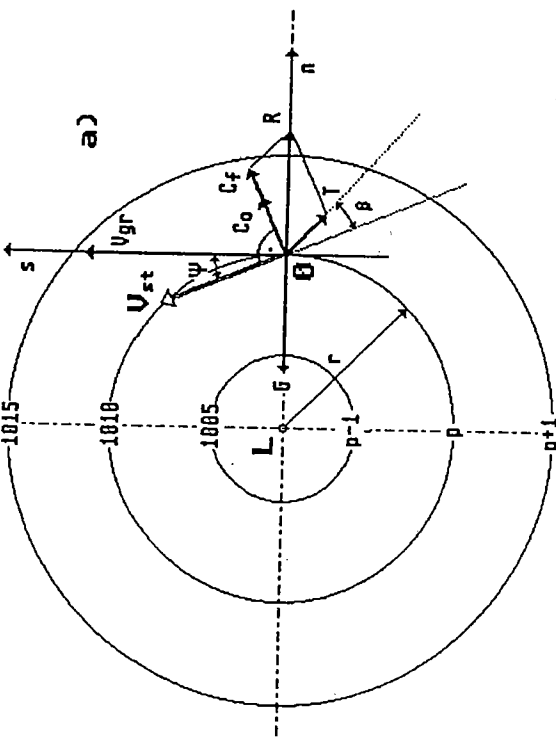
$$V_{grC} = -r\omega \sin \varphi + \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}, \quad (9(20))$$

a s negativnim kruženjem iz:

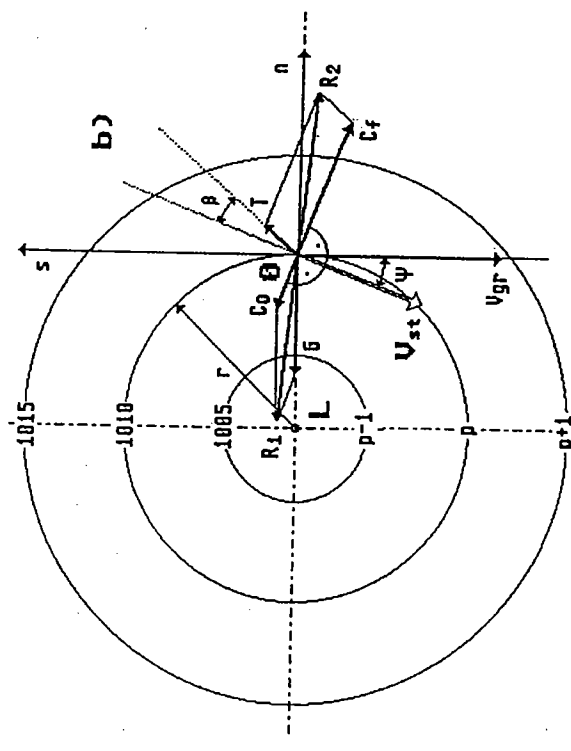
$$V_{grC} = -r\omega \sin \varphi - \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (9(21))$$

U područjima visokog tlaka je  $\partial p / \partial r < 0$ , što znači da je vrijednost ispod korijena realna za vjetel:

$$r^2 \omega^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \geq 0$$



Sl. 98. Gradijentni vjetar u cikloni uz trenje (pozitivna vrtinja)



Sl. 99. Gradijentni vjetar u cikloni uz trenje (negativna vrtinja)

ili

$$-\frac{\partial p}{\partial r} \leq r \rho \omega^2 \sin^2 \varphi, \quad 9(22)$$

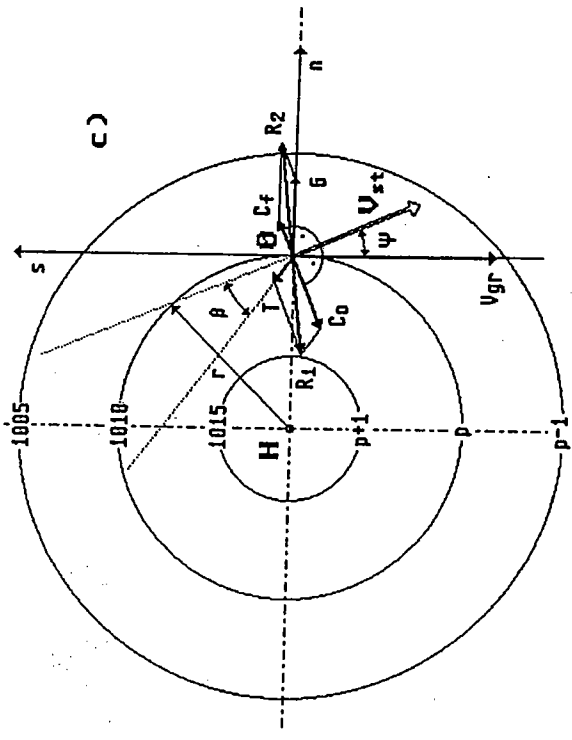
tj. u anticiklonama postoji kritična vrijednost za gradijent tlaka. Da bi u

atmosferi postojalo stajno (stacionarno) kružno gibanje zraka, gradijent tlaka zraka ne može prijeći tu kritičnu vrijednost. Najveća moguća brzina vjetra u anticikloni dobiva se ako vrijednost korijena iščezava. Stoga je najveća moguća brzina vjetra  $V_{grmax}$  u anticikloni:

$$V_{grmax} = -r \omega \sin \varphi \quad 9(23)$$

i prije svega ovisi o polumjeru izobare i odgovarajuće zemljopisne širine, odnosno takav vjetar ne ovisi o vrijednostima gradijenta tlaka zraka.

Gradijentni vjetar uz trenje u anticikloni prikazan je na slici 9.10, a pojavljuje se u uobičajenim prilikama u prirodi (negativna vrtinja). Anticiklonalni gradijentni vjetar pojavljuje se kad Coriolisova sila sa silom trenja (površinsko i unutarnje) daje rezultantnu silu  $R_1$ , koja je uravnotežena s rezultantnom silom  $R_2$  kao rezultat gradijentne i centrifugalne sile. Pojava stajne pozitivne vrtinje nemoguća je jer sile (gradijentna, Coriolisova, centrifugalna i trenje) nemaju ni jednu drugu silu koja bi ih uravnotežavala.



Sl. 9.10. Gradijentni vjetar u anticikloni uz trenje

Gradijentni vjetar anticiklone s negativnim kruženjem na sjevernoj polukugli može se izračunati prema:

$$V_{grA} = r \omega \sin \varphi - \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \left| \frac{\partial p}{\partial r} \right|}. \quad 9(24)$$

Primjenom geopotencijala izraz 9(19) za ciklonu i anticiklonu jest:

$$V_{grC} = -r \omega \sin \phi \pm \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \phi + 9.8 r \frac{\partial \Phi}{\partial r}} \quad 9(25)$$

$$V_{grA} = r \omega \sin \phi - \sqrt{r^2 \omega^2 \sin^2 \phi - 9.8 r \left| \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right|} \quad 9(26)$$

Gradijentni vjetrovi u cikloni su slabiji, a u anticikloni jači od geostrofičkih koji bi pri jednakom gradijentu tlaka i jednakoj gustoći zraka tako postojali. Što je jača zakrivljenost izobara, to su veće razlike. Kaže se da u ciklonama pušu podgeostrofički, a u anticiklonama nadgeostrofički vjetrovi (tabl. 9.3).

Tabl. 9.3. Podgeostrofički (V<sub>Ciklona</sub>) i nadgeostrofički (V<sub>Anticiklona</sub>) vjetrovi za  $\phi = 45^\circ$ ,  $\partial p / \partial r = 1 \text{ hPa} / 100 \text{ km}$ ,  $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$

Polunjer (km)	200	400	600	800	1000	$\infty$
V <sub>C</sub> (m/s)	7.2	8.1	8.5	8.8	9.0	9.7
V <sub>A</sub> (m/s)	-	15.7	12.1	11.2	10.9	9.7

Razmatranja jednadžbi 9(20) i 9(24), odnosno 9(25) i 9(26) pokazuju ovo

- u ciklonama je brzina gradijentnog vjetera manja, nego za geostrofički vjetar (pri ostalim istim uvjetima) dok je u anticiklonama veća
- u ciklonama nema ograničenja za brzinu vjetera koja postoji za anticiklone
- u središnjim dijelovima anticiklone vjetrovi su slabiji nego u središnjim dijelovima ciklone, tj. u središnjim dijelovima anticiklone su mali gradijenti tlaka zraka
- kako u blizini ekvatora nema Coriolisove sile, nema ni stojnih anticiklona.

Gradijentni vjetar bez trenja slijedi kružne izobare (izohipse), tako da je niski tlak na lijevoj strani za sjevernu polukuglu, odnosno na desnoj strani za južnu polukuglu. U slučaju trenja vjetar skreće prema niskom tlaku. U ciklonama postoji spiravno gibanje zraka prema središtu niskog tlaka, a u anticiklonama izvan središta visokog tlaka zraka.

Ciklostrofički vjetar se pojavljuje pri kružnim gibanjima zraka u pjavicama i tornadima, kada je djelovanje Coriolisove sile u usporedbi s gradijentnom silom zanemarivo malo. Tada je iz 9(18):

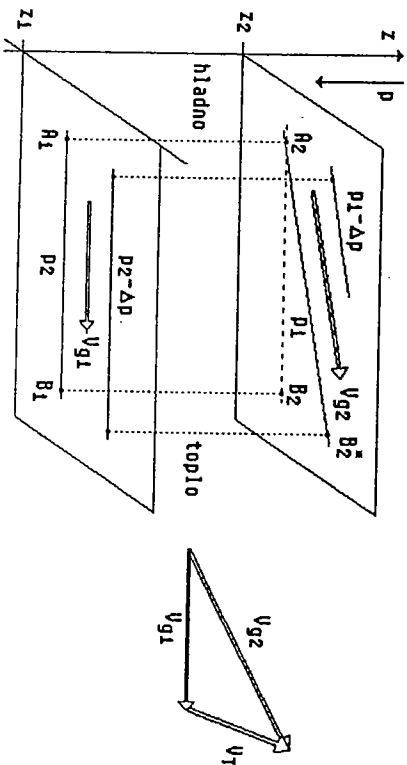
$$\text{odnosno} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V^2}{r} = 0,$$

$$V^2 = \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad 9(27)$$

U posebnim uvjetima u prirodi se pojavljuju snažna vrtložna gibanja (brzina veća od 50 m/s), malih razmjera (nekoliko desetaka do stotina metara) uz izuzetno veliku promjenu tlaka zraka  $\partial p / \partial r$  ( $\approx 0.25 \text{ hPa/m}$ ). Takva inercijska gibanja češća su u oceanima.

### 9.5. Termalni vjetar

Pretpostavimo da na visini  $z_1$  puše geostrofički vjetar  $V_{g1}$  i da je dio sloja zraka između visina  $z_1$  i  $z_2$  hladan (sloj  $A_1A_2$ ) odnosno topao (sloj  $B_1B_2$ ) (sl. 9.11). Izobara  $p_2$  na razini  $z_1$  prolazi točkama  $A_1$  i  $B_1$  čija uspravna projekcija na razini  $z_2$  prolazi točkama  $A_2$  i  $B_2$ . Međutim, izobara  $p_1$  na razini  $z_2$  ne prolazi tim točkama, nego je u toplom zraku (sloj  $B_1B_2$ ) zakrenuta prema niskom tlaku, te općenito izobara  $p_1$  prolazi točkama  $A_2$  i  $B_2^*$ . Paralelno s njom puše geostrofički vjetar  $V_{g2}$ . Očito je da su geostrofički vjetrovi  $V_{g1}$  i  $V_{g2}$  općenito različiti, te njihova vektorska razlika daje novu teorijsku veličinu - termalni vjetar  $V_T$  (thermal wind; thermische Wind).



Sl. 9.11. Termalni vjetar

$$V_T = V_{g2} - V_{g1} \quad 9(28)$$

Primjenom izraza 9(13) može se pokazati da je termalni vjetar:

$$V_T = \frac{9.8}{2 \omega \sin \phi} \frac{\partial}{\partial n} (\Phi_2 - \Phi_1) \quad 9(29)$$

Iz opisa relativne topografije u točki 6.4. slijedi da je razlika u visini između dviju izobarnih ploha debljina sloja  $RT$ , to je izraz 6(15) pa je:

$$RT = \Phi_2 - \Phi_1 = \frac{R}{9.8} T_m \ln \frac{p_2}{p_1}$$

te je termalni vjetar:

$$V_T = \frac{R}{2 \omega \sin \varphi} \ln \frac{p_2}{p_1} \frac{\partial T_{vm}}{\partial n}, \quad 9(30)$$

odnosno

$$V_T = K_T \frac{\partial T_{vm}}{\partial n}; \quad K_T = \frac{R}{2 \omega \sin \varphi} \ln \frac{p_2}{p_1}, \quad 9(31)$$

gdje je za neku zemljopisnu širinu  $\varphi$  i određene izobarne plohe  $p_1$  i  $p_2$ ,  $K_T$  konstanta. Vidljivo je da termalni vjetar ovisi o vodoravnom gradijentu srednje temperature sloja zraka.

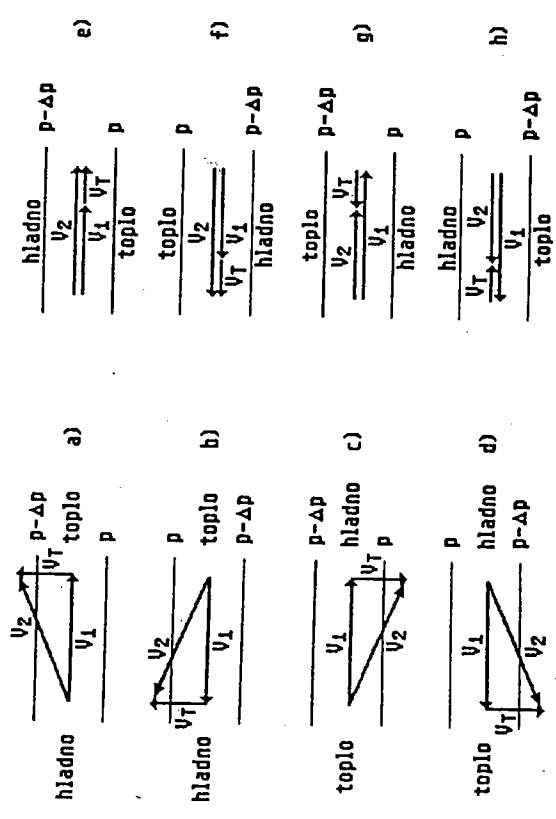
Može se pokazati da se komponente termalnog vjetra na temelju izraza 9(31) u prije spomenutom Cartesianovom pravokutnom sustavu mogu pisati u ovom obliku:

$$u_T = -K_T \frac{\partial T_{vm}}{\partial y}; \quad v_T = K_T \frac{\partial T_{vm}}{\partial x}, \quad 9(32)$$

$u_T$  i  $v_T$  su komponente termalnog vjetra u smjeru x-osi, odnosno y-osi, a  $\partial T_{vm}/\partial x$  i  $\partial T_{vm}/\partial y$  komponente gradijenta temperature sloja zraka.

Može se zaključiti da je termalni vjetar promjena geostrofičkog vjetra s visinom zbog vodoravne razdiobe temperature zraka u sloju između razina na kojima postoje odgovarajući geostrofički vjetrovi.

Termalni vjetar ima smjer paralelan s izotermama, tako da je hladni zrak na lijevoj strani za sjevernu polukuglu, odnosno na desnoj strani za južnu polukuglu.



Sl. 9.12. Promjena geostrofičkog vjetra s visinom (termalni vjetar) uz različito usmjerenje toplog i hladnog područja.

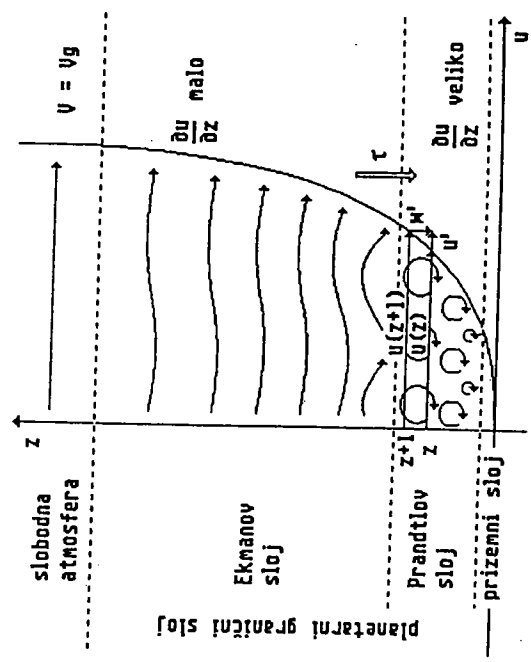
$V_1$  vjetar na nižoj razini,  $V_2$  vjetar na višoj razini,  $V_T$  termalni vjetar

Zbog toga, ako postoji karta jedne izobarne plohe prikazana izohipsama AT i karta RT koja se odnosi na sloj između te i neke više izobarne plohe AT, vektorskim zbrajanjem može se dobiti polje strujanja na gornjoj izobarnoj plohi. Slika 9.12. prikazuje razne slučajeve usmjerenja toplog i hladnog područja prema izobarama. Slično tome, ako postoje dvije različite karte izobarnih ploha AT, vektorskim oduzimanjem mogu se dobiti izohipse RT sloja između tih izobarnih ploha. To znači da termalni vjetar ima isti odnos prema izohipsama RT kao geostrofički vjetar prema izohipsama AT izobarne plohe.

### 9.6. Utjecaj trenja i orografije na vjetar - promjena vjetra s visinom

Neka osnovna svojstva sile trenja, koja djeluju na gibanja česti zraka dana su u točki 9.2, dok je utjecaj trenja na geostrofički i gradijentni vjetar dan u točkama 9.3. i 9.4. Kako je trenje vrlo složena veličina, potrebno ga je detaljnije razmotriti.

Donji dio troposfere koji graniči sa Zemljinom površinom zove se planetarni granični sloj (planetary boundary layer; planetarische Grenzschicht). U njemu je stalno djelovanje Zemljine površine i turbulentnog trenja na gibanje zraka, a meteorološki elementi imaju izraziti dnevni hod. Visina sloja u prosjeku je 1 do 1.5 km iznad podloge (točka 3.3.1). Dijeli se na tri podsloja (sl. 9.13):



Sl. 9.13. Podjela donje troposfere i tok strujanja iznad podloge

prizemni poremećeni sloj (surface boundary layer; Grundschicht) do visine oko 2 m. Za njega je važna uspravna stalnost turbulentnih koeficijenata. U vrlo stabilnim vremenskim prilikama (jake prizemne inverzije) u njemu se može javiti i laminarno strujanje (ali uz veoma glat-

ku podlogu, npr. površina mora za vrijeme "bonace"), pa se može govoriti o laminarnom sloju. U njemu su zračna strujanja slaba, a vrijednost Reynoldsova broja (izraz 9(33)) je ispod kritične vrijednosti ( $Re_k$ ).

- Prandtl-ov sloj je debeo nekoliko desetaka metara. U njemu su velike promjene koeficijenta unutarnjeg trenja s visinom.

- Ekmanov sloj ima manje promjene koeficijenta unutarnjeg trenja, a sila gradijenta tlaka, Coriolisova sila i sila trenja približno su istog reda veličine.

Iznad planetarnog graničnog sloja je slobodna atmosfera (free atmosphere; freie Atmosphäre) (srednja i gornja troposfera) u kojoj se u prvoj približnosti mogu zanemariti sile trenja zraka; vjetar poprima svojstva geostrofičkog (gradijentnog) vjetra.

Fluid pri vodoravnom gibanju iznad neke vodoravne podloge djeluje vodoravnom silom na podlogu u smjeru gibanja fluida; takva sila potječe od drag force; Schubspannung), obično izražena po jedinici površine, jest napon smicanja  $\tau$  (shearing stress; Scherspannung). Nasuprot tome, podloga utječe jednakom i suprotnom zaustavljajućom silom na fluidu; ta sila ne djeluje na masu fluida (u prvoj približnosti), nego samo na njegov donji sloj i na više-manje ograničeno područje iznad, poznato kao granični sloj fluida. Tok unutar takvog sloja može biti općenito laminaran. Takvi uvjeti malokad se nalaze iznad prostrane prirodne podloge, odnosno tok je uglavnom turbulentan i povremeno s laminarnim podslotom blizu njega. Napon smicanja  $\tau$  utječe na podlogu preko toka fluida, stvarajući unutar graničnog sloja, i prenosi se spuštanjem do podloge u obliku toka količine gibanja (umožak mase i brzine) (momentum exchange; Impulsaustausch) (sl. 9.13). Napon smicanja jest količina gibanja po jedinici površine u jedinici vremena, odnosno sila na jedinicu površine.

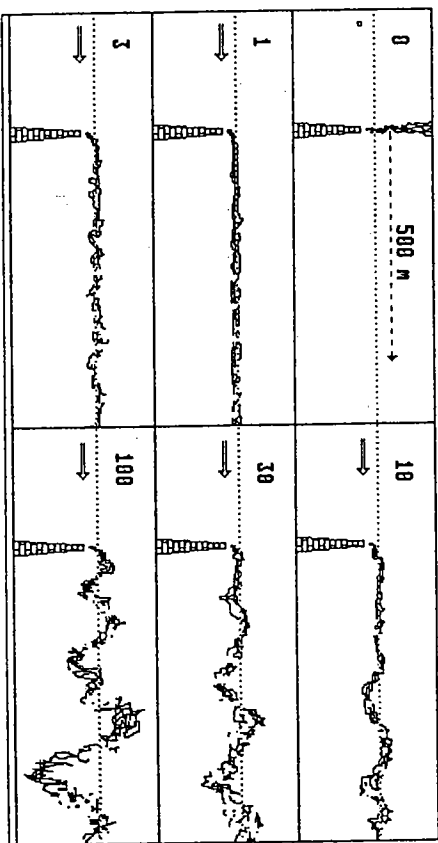
Taj spuštajući tok količine gibanja zbog smicanja toka fluida unutar graničnog sloja nastaje međudjelovanjem između ovog smicanja i slučajnog (uspravnog) gibanja unutar fluida. U laminarnom podslotu ova slučajna (difuzna) gibanja isključivo su molekulska u postanku, svojstvu i veličini; međutim u turbulentnom području ova su gibanja većih razmjera, razmjera od najmanjih do posebnih turbulentnih vrtloga (eddy; Scheinleitung) stvaranih postojanjem turbulentnog djelovanja, kroz određenu udaljenost, poznatu kao duljina miješanja  $\ell$  (sličnost sa srednjim slobodnim stazama molekula), prije stapanja s okolnim fluidom.

Svojstva strujanja zraka u atmosferi ovise o Reynoldsovu broju ( $Re$ -broj) koji ispod kritične ( $Re_k$ ) vrijednosti opisuje laminarna strujanja (male brzine), a iznad nje turbulentna:

$$Re = \frac{\rho V \ell}{\eta}, \quad 9(33)$$

gdje je  $V$  brzina strujanja zraka,  $\ell$  svojstvena veličina strujanja (duljina),  $\eta$  koeficijent dinamičke molekulske viskoznosti ( $\eta = 1.717 \cdot 10^{-5} \text{ N s m}^{-2}$  pri  $0^\circ\text{C}$ ) jer je zrak viskozna okolica. Omjer dinamičke viskoznosti i gustoće daje kinematičku viskoznost  $\nu$ . To je veličina gotovo stalna za neki fluid (svojstvo fluida), za razliku od koeficijenta turbulentnosti  $K_z$ ,

koji nije svojstvo fluida, nego struje fluida. Primjeri laminarnog ( $K_z = 0$ ) i turbulentnog strujanja u atmosferi prikazani su na sl. 9.14.



Sl. 9.14. Strujanja dima pri raznim turbulentnostima (koeficijent turbulentnosti -  $K_z$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ])

Općenito, promjena brzine vjetra s visinom (sl. 9.13), dana je s:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = A \frac{1}{z}, \quad 9(34)$$

gdje je  $A$  parametar, premda neovisan o visini, ovisi o brzini vjetra i svojstvima podloge.

Prema sl. 9.13, turbulentni vrtlog na razini  $(z + \ell)$  ima srednju brzinu  $u(z + \ell)$ , razmaknut je od razine  $z$  djelovanjem turbulencije i nadmašuje brzinu  $u(z)$  na razini  $z$  za iznos  $u'$  dan s  $u(z + \ell) - u(z)$ ; tj. u prvoj približnosti

$$u' = \ell \frac{\partial u}{\partial z}. \quad 9(35)$$

Djelovanje tih turbulentnih vrtloga na veličinu količine gibanja  $\rho \cdot u'$  po jedinici obujma stvara prinos toka na razini  $z$ . Ako je prolazna uspravna brzina koju je dao turbulentni vrtlog  $w'$ , tada je količina gibanja dovedena spuštanjem kroz jedinicu vodoravne površine  $\rho \cdot u' \cdot w'$ . Ako je očuvanje toka količine gibanja ove veličine prikazano kao proces prema podlozi, može se pisati:

$$\tau = -\rho \overline{u' w'}, \quad 9(36)$$

$$\text{odnosno} \quad \tau = -\rho u_*'^2, \quad 9(37)$$

gdje je  $u_*$  brzina trenja ( $u_*' = \sqrt{-\overline{u' w'}}$ ) stalna za sva područja stalnog toka količine gibanja ili napona smicanja, a "—" označava srednje

stanje. To je izražena veličina u turbulentnom graničnom sloju, te se može primijeniti na izraz 9(35), pri čemu valja odrediti izraz za duljinu miješanja  $\ell$ . Može se pokazati da je duljina miješanja razmjerna udaljenosti iznad podloge. To je određeno pokusom tako da je:

$$\ell = k z, \quad 9(38)$$

gdje je  $k$  konstanta razmjernosti - Kármánova konstanta ( $k = 0.40$ ). Primjenjujući jednakost  $u' = w' = u_*$  te izraze 9(35) i 9(38), parametar  $A$  u izrazu 9(34) može se izjednačiti s  $u_*/k$ , te slijedi:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{k} \frac{1}{z}, \quad 9(39)$$

odnosno

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}, \quad 9(40)$$

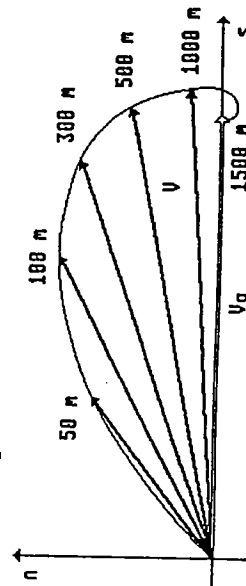
gdje je  $z_0$  parametar hrapavosti podloge (roughness length; Rauhgigkeitsparameter) ili visina nad tlom, na kojoj je brzina vjetra jednaka nuli. Vrijednosti  $z_0$  ovise o svojstvima podloge (nad snijegom je 0.1 do 0.5 m, nad travom 10 do 50 mm, a nad zgradama i nekoliko metara).

Prandtlov sloj obilježen je porastom brzine vjetra s visinom (uspravno smicanje vjetra) prema logaritamskom zakonu, a smjer vjetra se s visinom bitno ne mijenja. Razdioba brzine vjetra u najnižim slojevima atmosfere pri jednolikoj stratifikaciji dana je s:

$$V_2 = V_1 \frac{\ln z_2 - \ln z_0}{\ln z_1 - \ln z_0}, \quad 9(41)$$

gdje su  $V_2$  i  $V_1$  brzine vjetra na visinama  $z_2$  i  $z_1$ .

Mjerenja vjetra iznad Prandtlova sloja pokazuju promjenu brzine i smjera vjetra s povećavanjem visine. Općenito se dizanjem iznad jedne točke uočava porast brzine s visinom, a vjetar pokazuje sklonost skretanja udesno (sl. 9.15). Te su promjene izrazitije na manjim visinama. Spajanjem vrhova vektora vjetra, uspravno projiciranih na jednu ravninu, dobiva se Ekmanova spirala.

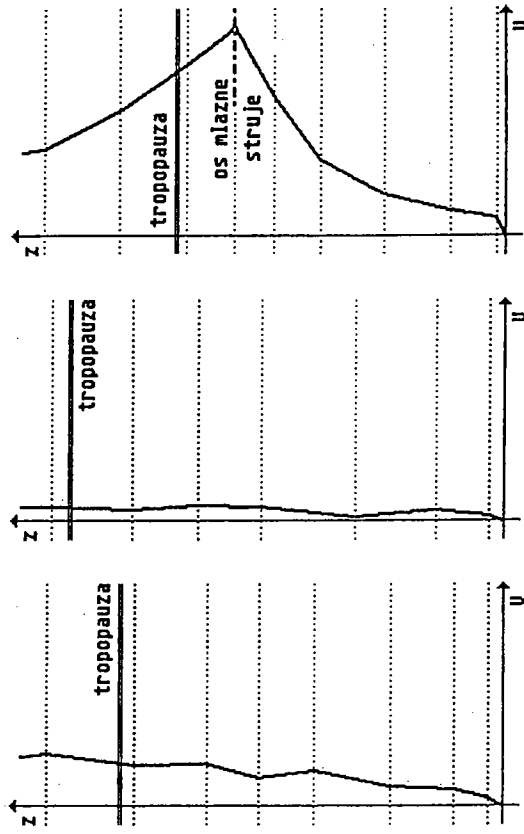


Sl. 9.15. Ekmanova spirala

Ekmanov sloj koji se proteže iznad Prandtlova sloja do visina između 1 i 1.5 km ima slabiji porast brzine vjetra s visinom, promjene

koeficijenta turbulentnog miješanja u indiferentnoj stratifikaciji su manje, dok su osnovne sile (gradijentna sila, Coriolisova sila i sila trenja) približno istog reda veličine (sl. 9.13). To djeluje na promjenu smjera vjetra, te na sjevernoj polukugli vjetar s visinom skreće udesno, dok na južnoj ulijevo. Ovo skretanje vjetra s visinom dovodi do prenošenja zraka i primjesa u njemu prema niskom tlaku.

Napuštanjem područja izrazitijeg djelovanja sila površinskog trenja dolazi se u slobodnu atmosferu (troposfera, stratosfera itd.) u kojoj se u prvoj približnosti mogu zanemariti sile trenja zraka; vjetar poprima značajke geostrofičkog (gradijentnog) vjetra. Razdioba temperatura zraka dovodi do termalnog vjetra, a glade drugih čimbenika (vremenskih i prostornih promjena atmosferskog tlaka, stratifikacije i vlažnosti atmosfere, planinskih prepreka, općeg atmosferskog kruženja) vjetar u slobodnoj atmosferi poprima razna svojstva. Vjetar se s visinom do neke granice najčešće pojačava, a može i slabiti, tako da ovisno o raznim vremenskim prilikama postoje razni uspravni profili vjetra (sl. 9.16).



Sl. 9.16. Uspravni profili vjetra s visinom

Na visini otprilike 500 m brzina vjetra je u prosjeku dvostruko veća od one u najnižem sloju trenja (10 m), a na visini od 3 km oko tri puta. Daljnje povećanje brzine prevladavajućega zapadnog vjetra je slabije, a nastavlja se do ispod gornje granice troposfere, gdje obično dođe se najveću vrijednost.

Srednja najveća brzina vjetra (zapadna komponenta geostrofičkog vjetra) ovisno o dobu godine i zemljopisnoj širini jest:

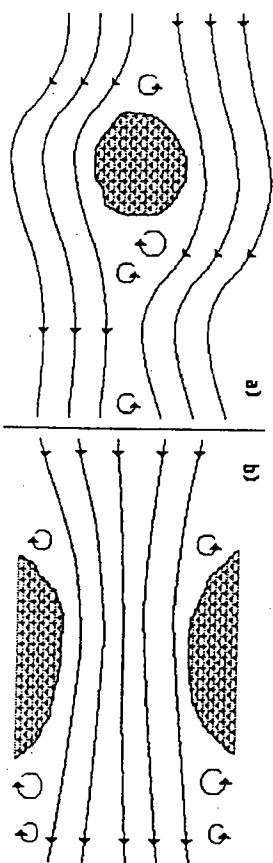
na širini 60 °N i na visini oko 10 km je oko 11 m/s,  
na širini 45 °N i visini oko 11 km je oko 22 m/s zimi i 15 m/s ljeti,  
na širini 30 °N i visini oko 12 km je oko 36 m/s zimi i 9 m/s ljeti,  
na širini 20 °N i visini oko 12 km je oko 38 m/s zimi i 1 m/s ljeti.



U područjima blizim ekvatoru, odnosno polovima, prevladava istoč-  
na komponenta vjetera. U pojedinim uvjetima brzina vjetera izrazito po-  
rase do velikih brzina (100 do 150 m/s), i to su mlazne struje.

Na vjetar znatno utječu neravnine Zemljine površine - brda i dol-  
ne; tada vjetar u širem planinskom području ima bitno drugačija svoj-  
stva od vjetera u slobodnoj atmosferi.

Vjetar općenito može strujati preko ili oko prepreke. Glede manjeg  
utroška energije vjetar obilazi prepreke, osobito ako je to brdo usam-  
ljeno i stožastog oblika (sl. 9.17. a). Pri zračnom strujanju u području  
između dva brda, brzina se povećava, tj. pojavljuje se kanalni učinak  
(sl. 9.17. b). U oba slučaja pojavljuju se vrtložna strujanja (whirlwind;  
Luftwirbel), koja pretežno imaju uspravnu os vrtnje i na privjetrinskoj i  
na zavjetrinskoj strani brda. Vrtlozi su to veći i jači što je brdo više i  
strmije, a vjetar jači. Važna je i stratifikacija atmosfere. Postoje i bo-  
čni vrtlozi s uspravnom osi vrtnje. Dakako, u raznim vremenskim prili-  
kama postoje vrtlozi i s vodoravnom osi vrtnje. Dio zraka prelazi preko  
vrha brda, a sloj promjene vjetera s visinom, zbog utjecaja brda, nadvi-  
suju brdo za 1/3 njegove relativne visine.



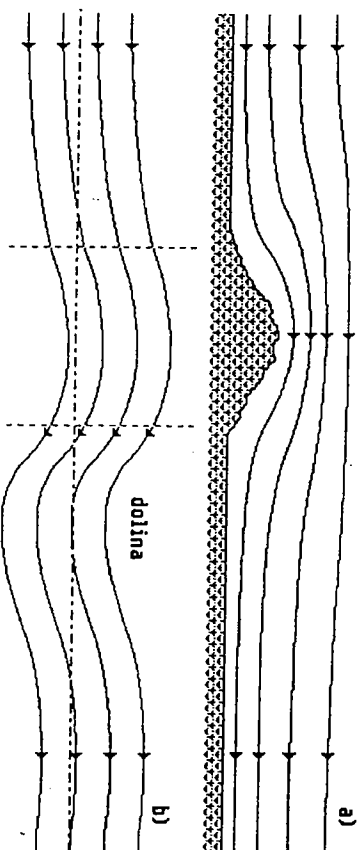
Sl. 9.17. Zračna strujanja:

a) oko usamljenog brda, b) između dva brda - kanalni učinak

Planinski lanci u odnosu prema smjeru naliaska vjetera imaju dvo-  
struku ulogu. Ako vjetar nailazi duž protezanja planinskih lanaca, izo-  
bličenja strujanja nisu tako izražena, kao u slučaju naliaska vjetera oko-  
mito na planinske lance. Planinski lanci Alpe, Karpati i Himalaja pruža-  
ju se manje - više pojasno (zonalno), tj. u smjeru zapad - istok. Takvi  
lanci nisu izrazita prepreka za zapadne vjetrove, za razliku od sjevernih  
vjetrova. S druge strane, planinski lanci Koridžiji i Ande, koji se pruža-  
ju meridionalno, tj. u smjeru sjever - jug, izrazita su prepreka za za-  
padne vjetrove, a slabo djeluju na sjeverne ili južne vjetrove.

Zbog dužine protezanja planinskog lanca zračno strujanje koje nai-  
lazi okomito na planinu prisiljeno ju je prelaziti ako unutar tog zraka  
ima dovoljno energije i postoje termodinamički uvjeti koji omogućuju taj  
prijelaz. Stoga se promjene vjetera s visinom zbog utjecaja planinskih  
lanaca odvijaju do znatno većih visina u odnosu prema usamljenom  
brdu, od 3 do 10 njihovih visina, što ovisi o visini i strmini brda, brzini  
vjetera, stratifikaciji atmosfere i drugom. Za planine visina 2000 do  
3000 m pristilno dizanje zraka počinje već približno 10 km prije planine,

a ako je okolno područje izrazito ravno (more, ravnica, visoravan), di-  
zanje može početi i 50 km ispred prepreke. Slični su učinci gibanja  
zraka i za silazna gibanja. Vjetar naliaskom okomito na planinski lanac,  
osim toga što dobiva uspravne komponente gibanja, mijenja smjer. Prije  
prepreke skreće ulijevo, iznad vrha planine zakreće udesno, tako da u  
zavjetrini brda tvori dolinu (sl. 9.18). To vrijedi za sjevernu polukuglu.



Sl. 9.18. Zračna strujanje okomito na dugu planinsku prepreku,

a) uspravni presjek, b) vodoravna projekcija

Iza prepreke postoje silazna gibanja zraka, ali zbog raznih drugih  
učinaka stvaraju se zavjetrinski (planinski) valovi (o tome u drugom di-  
jelu) s uzlaznim, silaznim i vrtložnim strujanjima. Prostranstva koja  
zaunimaju ovi valovi velika su (više desetaka kilometara), te se poreme-  
ćaji, pogotovo ako je ravan teren, osjećaju višestruko u odnosu prema  
strujanju prije prepreke. Pri tim strujanjima vrtlozi (rotori) (curli; Rotor)  
imaju pretežno vodoravnu os vrtnje. Uspravna i vrtložna gibanja zraka  
to su veća što je planina viša i strmija, a vjetar jači, pri čemu je važna  
stratifikacija atmosfere. Poremećaji strujanja u zavjetrini planine su pro-  
storni (planinska strujanja - valovi valne dužine 4 do 15 km pogotovo u  
stabilnoj atmosferi).

U hladno doba godine hladni zrak se gomila u kotlinama i privje-  
trini. To djeluje na slabljenja zračnih strujanja u kotlinama. Gomilanje  
hladnog zraka u privjetrini, osim zaustavljanja strujanja, uzrokuje nje-  
govo usmjeravanje oko planine.

Osim orografije i druge prepreke utječu na zračna strujanja, a to su  
gradovi i šume čiji se utjecaj proteže uvis do 300 m. Utjecaji šume  
protežu se na udaljenosti 10 do 15 visina stabala ispred šume, a iza nje  
30 do 40 visina stabala. Time se stvaraju i tzv. zaštitni pojasevi sma-  
njenja brzine vjetera.

Vjetrovi zabilježeni na Zemljinoj površini mogu biti vrlo snažni.  
Česte su velike teškoće pri mjerenju velikih brzina vjetera, te u mnogim  
slučajevima nisu izmjerene najveće brzine. Iz sjedećeg prkaza o naj-  
jačim vjetrovima isključeni su vjetrovi na visinama (mlazne struje) koji  
mogu biti mnogo jači.

Najznačajniji vjetrovi zabilježeni su u pojedinim različitim vremenskim uvjetima. Tako je na opservatoriju Mt. Washington (New Hampshire, SAD) nadmorska visina 1909 m, izmjereno 115 m/s (416 km/h) (12.4.1934). U tornadu (vrsta vrtložnog vjetra i odgovarajućeg nevremena) najveća izmjerena brzina bila je 125 m/s (450 km/h) u Wichita Fallsu (Teksas, SAD) (2.4.1958). U ciklonu (vrst vrtložnog nevremena u tropskim područjima) na Casiguranu (Luzon, Filipini) bilo je 110 m/s (396 km/h) (10.9.1970). U Europi je najjači vjetar zabilježen na Zugišpitzu (južno od Münchena, Njemačka), nadmorska visina 2975 m, i bio je 93 m/s (335 km/h) (12.6.1985).

U Hrvatskoj najveću brzinu vjetra postiže bura, i to veću od 50 m/s (180 km/h). Najveća zabilježena brzina izmjerena je na Krčkom mostu 54.5 m/s (196 km/h) (3.12.1983), zatim 48.0 m/s (173 km/h) u Senju (9.1.1985) te 45.0 m/s (162 km/h) u Splitu - Marjan (31.1.1983). Najveće srednje satne vrijednosti brzine vjetra izmjerene su u Splitu - Marjan (15.3.1962) 29,2 m/s (105 km/h) i Senju (12.12.1967) 28,9 m/s.

#### Dopunska literatura

- Byers, H.R., 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.  
 England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
 Holton, J.R., 1973: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York, 319.  
 Hrgjan, A.H., 1986: *Fizika atmosfere*. Hidrometeorizdat, Leningrad, 328.  
 Hsu, S.A., 1988: *Coastal Meteorology*. Academic Press, San Diego, 260.  
 Makjanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.  
 McIntosh, D.H. i A.S. Thom, 1973: *Essentials of Meteorology*. Wykeham Publications, Ltd, London, 240.

## 10. OBLACI

**Oblak** (engleski: cloud; njemački: Wolke) je hidrometeor, odnosno to su vidljive nakupine kapljica vode i/ili ledenih čestica koje lebde u slobodnoj atmosferi. U oblaku se mogu nalaziti i znatno veće kapi vode ili komadi leda, zatim čestice koje potječu od onečišćenja nastalih raznim prirodnim procesima ili ljudskom aktivnosti. U tom lebdenju ih podržavaju uspravne zračne struje. Svojevremeno oblaka bavi se fizika oblaka, pri čemu se razlikuje mikrofizika i makrofizika oblaka. Mikrofizika oblaka proučava postanak, rast i isparavanje česti od kojih se sastoji oblak, dok makrofizika oblaka proučava gibanja zraka u svezi sa stvaranjem, rastom i raspadanjem oblaka kao cjeline.

### 10.1. Ukapljivanje i depozicija u atmosferi

Elementi oblaka nastaju iz atmosferske vodene pare procesima ukapljivanja ili, rjeđe, depozicije. Za neke atmosferske procese važan je prijelaz vode iz tekućeg stanja u čvrsto - zaledjivanje. Nužan uvjet za te pretvorbe jest ohlađivanje vodene pare do rosišta (temperature ukapljivanja), odnosno do injišta (temperature depozicije), tj. do temperatura na kojima je vodena para zasićena prema vodi, odnosno prema ledu. Tlak zasićene vodene pare (ravnotežni tlak vodene pare E) ovisi o temperaturi zraka i o tome je li vodena para zasićena nad površinom vode ili leda (točka 7.3), što vrijedi za ravnu površinu čiste vode.

U prirodnim uvjetima atmosfere pri istoj temperaturi kapljice vode isparavaju jače nego ravna vodena površina. Tlak zasićene vodene pare nad zakrivljenom vodenom površinom veći je nego nad ravnom površinom vode. To znači da prostor u atmosferi zasićen vodenom parom nad ravnom površinom općenito nije zasićen za kapljicu vode. Ili, drukčije rečeno, zrak u atmosferi mora biti prezasićen vodenom parom da bi nastupilo ukapljivanje na kapljici vode, odnosno da bi kapljica mogla rasti. Ta veličina prezasićenja ovisi o zakrivljenosti površine, te je potrebno prezasićenje, koje je to veće što je polumjer kapljice manji. Tako vrlo sitne kapljice vode zahtijevaju velika prezasićenja, što se inače teško postiže. Ravnotežni tlak vodene pare iznad kapljice  $E_r$  polumjera  $r$  dan je ovim izrazom:

$$E_r = E \cdot 10^{\frac{k_z}{r}}, \quad (10.1)$$

gdje je  $E$  tlak vodene pare iznad ravne površine, a  $k_z$  konstanta zasićenja ( $\approx 0.5 \cdot 10^{-6}$  mm). Kako je molekula vode najsitnija kapljica vode (polumjer molekule vode je  $2.3 \cdot 10^{-7}$  mm) ravnotežni tlak molekule vode

bio bi približno 100 E, tj. potrebno prezasićenje vodene pare je  $\approx 10\,000\%$ ; desetak molekula vode traži prezasićenje oko 7 E, što je vrlo teško ostvarivo. Kakav je odnos polumjera kapljice na prezasićenje vodene pare, pokazuje tablica 10.1.

Tabl. 10.1. Tlak prezasićenja za kapljice vode

Polumjer kapljice (mm)	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-1</sup>	1
Prezasićenje (%)	293.0	111.4	101.1	100.1	100.001	100.001	100.0

U stvarnim uvjetima u atmosferi ne postoje tako velika prezasićenja kakva su potrebna da bi se vodena para mogla nesmetano ukapljivati na posve malim kapljicama reda veličine 0.001  $\mu\text{m}$ . Tako rijetko, moguća su prezasićenja u atmosferi od 101 do 104%. Ipak, pokazuje se da postoje brojne sitne kapljice vode.

Istraživanjima se pokazalo da se vodena para u prirodnim uvjetima ukapljiva na oblačnim kondenzacijskim jezgrama (condensation nuclei; Kondensationskerne) u vremenskim uvjetima s relativnom vlažnošću bližu 100%. Kondenzacijske jezgre postoje svuda u atmosferi, a različita su podrijetla, veličine i svojstva. Uz kondenzacijske jezgre u atmosferi postoje i ledene jezgre (ice nuclei; Eiskerne) koje pogoduju procesima stvaranja ledenih čestica. Ledene jezgre se dijele na jezgre oblaganja (depozicijske, na kojima se vodena para pretvara u led) i jezgre smrzavanja (voda se izravno smrzava), koje se dijele na dodime jezgre (smrzavanje prehladne vode u dodiru s česticama), uronjene jezgre (čestica unutar prehladne vode) i kondenzacijske jezgre (na kojima se dešava smrzavanje). Podrijetlo jezgara može biti zemaljsko i kozmičko, a veličine kolebaju uglavnom između 0.01 i 3  $\mu\text{m}$  (točka 3.1). Jezgre nastaju ukapljivanjem ili depozicijom plinovitih proizvoda prirodnih požara i vulkanskih djelovanja te ljudskih djelatnosti. To su sitne kapljice kiseline i lužina te razne soli. Nadalje, jezgre nastaju i mehaničkim usitnjavanjem krutih čestica koje vjetar podiže s tla i unosi u atmosferu (prašina). Zatim, tu su čestice morske soli koje dospijevaju u atmosferu u obliku kapljica morske vode nastalih raspršivanjem vrhova morskih valova; poslije se voda iz tih kapljica ispari, te preostaju sitne čestice morske soli. Pelud i razni mikroorganizmi mogu također imati ulogu kondenzacijskih jezgara.

Jezgre se mogu podijeliti na organske i neorganske. Zatim, mnoge od tih čestica su topljive u vodi (higroskopske), dok su druge netopljive (higrofohne). Higroskopske čestice, kao mnogo povoljnije, imaju posebnu ulogu u atmosferskim procesima kao kondenzacijske i ledene jezgre, pri stvaranju oblaka, magli i oborina. Uz prašinu, dim, čađu, vulkansku pepeo, mikroorganizme, pelud i slično, po kemijskom sastavu kondenzacijske jezgre jesu NaCl, MgCl, MgCl<sub>2</sub>, (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, NaNO<sub>3</sub>, CaSO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> i dr.

Prema veličinama, početni proizvodi procesa ukapljivanja i depozicije mogu se držati i nazvati zamećima (nukleusima) većih kapljica vode i kristala leda. To posebno vrijedi za ledene elemente (nastale de-

pozicijom ili zaledivanjem), koji znatno rastu na tim malim zamećima, najviše na temperaturi oko -12 °C. Pri toj temperaturi najveća je razlika između tlakova zasićenja iznad vode i leda (0.27 hPa). Prehladne vodene kapljice (postoje do -40 °C; uzrok zaledivanja zrakoplova) mogu se zamrznuti, no potrebno je da se unutar vodene kapljice stvori zamećak nove faze, leda. To je istoročno zamećanje (homogena nukleacija). Zamećak se može stvoriti i na strani čestici - jezgri koja se nalazi unutar kapljice; to je raznorodno zamećanje (heterogena nukleacija). Daljnjim povećavanjem zamećka (proces predestilacije, sudaranja i spajanja) stvaraju se još veći oborinski elementi. Općenito, sva vodena para promijeni svoju fazu, tj. prijede u led na temperaturama do -40 °C, što je ledeno zamećanje. Pritom ne treba zaboraviti da se u svim procesima ukapljivanja i depozicije oslobadaju velike količine latentne topline koja znatno utječe na ukupno energijsko stanje atmosfere.

Kad kondenzacijska jezgra primi na sebe vodu paru, odnosno vodu, tada nastaje otopina, tj. jezgra je otopljena tvar, a voda otapalo. Što je koncentracija otopine veća, za ravnotežni tlak vodene pare dovoljna je manja relativna vlažnost (općenito < 100%), jer je ravnotežni tlak iznad otopine manji nego iznad čiste vode (tabl. 10.2). Ravnotežni tlak pare iznad morske vode slanosti 35‰ manji je za 2% nego iznad slatke vode.

Tabl. 10.2. Ravnotežni tlak vodene pare iznad otopine H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>

Koncentracija (%)	0	10	30	50	70
Relativna vlažnost (%)	100	95.5	74.8	33.8	3.4

Očito je da će tek nastala sitna kapljica vode oko jezgre brzo rasti jer tada ima veliku koncentraciju otopine. Rast kapljice se smanjuje s njezinim povećanjem, smanjuje se koncentracija otopine, a povećava se ravnotežni tlak pare. Učinci prezasićenja tada su sve manji, jer je kapljica sve veća, ali vrlo često u atmosferi kao da ponekad dovoljno raspoložive količine vodene pare, te se porast kapljica smanjuje i zadržava sve dok ne počnu djelovati drugi procesi.

Niži tlak zraka oko kapljica pogoduje ranijem ukapljivanju. Pri tlaku 700 hPa ( $\approx 3$  km) ukapljivanje nastupa pri relativnoj vlažnosti 75% u odnosu prema slučaju kad bi tlak bio 1 013 hPa (tabl. 10.3).

Tabl. 10.3. Vrijednosti relativne vlažnosti pri pojavi ukapljivanja u ovisnosti tlaka

Tlak zraka (hPa)	1000	850	700	500
Relativna vlažnost (%)	98	82	75	70

Premda se kaže da ukapljivanje (depozicija) nastaje na relativnoj vlažnosti 100%, u prirodi ukapljivanje nastaje na nižim vrijednostima, već i oko 80%.

Kristalići leda nastaju smrzavanjem kapljica vode ili izravno depo-

73  
zicijom. Oblici tako nastalih kristalica leda (heksagonalni sustav) raz-  
noliki su, to su iglice, pločice ili prizme. Nadalje, mogu biti simetrič-  
ni, nepravilnog oblika ili mnogostruki, veličina od nekoliko desetaka mi-  
krometara do nekoliko milimetara. Pojava raznih vrsta ledenih kristalica  
ovisi o temperaturi zraka. Tako na temperaturama od 0 do -3 °C najče-  
šće nastaju tanke heksagonalne pločice, od -3 do -5 °C iglice, od -5 do  
-8 °C prizme sa šupljinama, od -8 do -12 °C heksagonalne pločice, a  
od -12 do -16 °C dendritni kristalici (nalik na grančice) (sl. 11.2). Oblik  
još ovisi o uspravnim gibanjima, stupnju turbulencije u oblaku i vlage u  
slojevima zraka kroz koje prolazi kristalici. Nakupine snježnih kristalica  
jesu snježne pahuljice raznog oblika, a ovise o temperaturi pri kojoj su  
nastale (viša temperatura - veće pahuljice).

Oblaci kao vidljive nakupine kapljica vode (vodeni oblaci) (water  
clouds; Wasserwolken) ili ledenih čestica (ledeni oblaci) (ice clouds;  
Eiswolken) ili mješavina kapljica vode i ledenih kristalica (mješani  
oblaci) (mixed clouds; Mischwolken) imaju široki spektar veličina tih  
čestica; od vrlo malih veličina (0.1 do 10 μm) slično kao i kondenzacij-  
ske jezgre do polumjera nekoliko centimetara (zrna leda, tuča). Ukupni  
sadržaj vodene tvari u oblaku, neovisno o agregatnom stanju, zove se  
vodnost. Najčešće veličine oblačnih čestica jesu između 1 i 30 μm,  
osim velikih i olujnih oblaka gdje su do 100 μm. Tipični oblak sadrži  
približno 10<sup>9</sup> vodenih kapljica/m<sup>3</sup> (1000/cm<sup>3</sup>) uz prosjek polumjera oko  
10 μm. Oblak s burnim procesima ima veće kapljice, ali se broj kapljica  
smanjuje, te je oko 10<sup>8</sup> (100/cm<sup>3</sup>) do katkad 4-10<sup>7</sup>/m<sup>3</sup>. Broj ledenih  
kristalica je manji, te koleba od 10<sup>4</sup> do 10<sup>6</sup>/m<sup>3</sup> (0.01 - 1/cm<sup>3</sup>). Vodnost  
vodenih oblaka je 0.3 - 5.0 g/m<sup>3</sup>. Ako su prisutne najsitnije kapljice, ta-  
da je vodnost vrlo mala do 1 g/m<sup>3</sup>, najčešće 0.2 - 0.4 g/m<sup>3</sup>; pri burnim  
procesima zbog većih kapljica veća je i vodnost 2 - 5 g/m<sup>3</sup>. Pri ledenim  
oblacima zbog malo kristala vodnost je veoma mala i iznosi do  
0.01 - 0.1 g/cm<sup>3</sup>, dok je kod mješovitih 0.2 - 0.3 g/m<sup>3</sup>.

U atmosferi se posvuda nalaze kondenzacijske (ledene) jezgre, ali  
da bi nastupilo ukapljivanje (depozicija) vodene pare, potrebno ju je ne-  
kim procesom dovesti do zasićenja. To se ostvaruje dizanjem zraka u  
veće visine (adijabsko hlađenje) - konvekcijom, dizanjem na frontal-  
nim ploham, prostranim dizanjem u području ciklona, strujanjem preko  
planinskih prepreka, miješanjem toplijeg zraka s hladnijim, ohlađivanjem  
u dodiru s hladnom podlogom.

## 10.2. Nastajanje oblaka

Da bi nastali oblaci, nužno je postojanje nekoliko osnovnih uvjeta:

- dovoljna količina vodene pare
- odgovarajući broj i kakvoća kondenzacijskih (ledenih) jezgara
- proces koji omogućuje nastajanje kapljica (kristalica).

Zrak se u atmosferi može ohladiti ispod rosišta (ili injišta) proce-  
sima:

- ohlađivanjem Zemljine površine i/ili nižih slojeva vlažnog zraka du-  
govulnim zračenjem. Tako se stvara magla, koja ako se izdigne,

prelazi u niski oblak → Sc, St (točka 10.3)

- dodirnom toplog vlažnog zraka s hladnijom podlogom, slično prethod-  
nom procesu

- miješanjem (turbulentnim) dviju masa zraka različitih temperatura i  
vlage, koje su blizu zasićenja (npr. miješanje dviju jednakih masa  
zraka, prva ima temperaturu 10.0 °C i tlak vodene pare 12.0 hPa, a  
druga 20.0 °C i 23.0 hPa; smjesa ima temperaturu 15.0 °C i tlak vo-  
dene pare 17.5 hPa, koji je viši od ravnotežnog tlaka vodene pare  
(17.0 hPa) pri toj temperaturi: stoga nastupa ukapljivanje). Upravna  
turbulencija uvjetuje da gornji hladniji slojevi zraka postaju bogatiji  
vodenom parom što dovodi do ukapljivanja → Sc, St  
adijabskim dizanjem zraka (najvažniji proces). Dizanje zraka može  
biti termičko - konvekcijom (topli i vlažni zrak diže se, jer je lakši  
od okolnog zraka → Cu, Cb), frontalno (pri dodiru dviju zračnih masa  
raznih temperatura (gustoća) pa se topli (lakši) zrak diže iznad  
hladnog (težeg) ili se hladni zrak podvlači pod topli te ga istiskuje →  
Ci, Cc, Cs, Ac, As, Ns, Sc, St, Cu, Cb), ciklonalno (primicanje  
strujanja prisiljava zrak na dizanje → Ci, Ac, As, Sc, St, Cu), pla-  
ninsko (zračna struja je prisiljena dizati se u području orografske  
prepreke → Ci, Cc, Ac, As, Ns, Sc, St, Cu, Cb), miješanjem  
(uspravno miješanje dovodi do dizanja → Sc, St).

Dizanje zraka u atmosferi, neovisno o tome na koji je način nast-  
lo, može biti lagano, a brzina dizanja od približno 0.1 mm/s do 1 m/s  
i brzo iznad ovih vrijednosti (ekstremno do 70 m/s). Lagana dizanja  
dovode do stvaranja slojastih (stratifornih) oblaka (Ci, Cs, As, Ns, Sc,  
St), a brza tvore grudaste (kumuliformne) oblake (Cc, Ac, Ns, Sc, Cu,  
Cb).

Niski oblaci mogu nastati isparavanjem kapi kiše u zraku koji po-  
staje vlažniji i hladniji.

Oblaci utječu na energijsko stanje atmosfere. U procesima ukaplj-  
vanja i depozicije oslobađaju se velike količine latentne topline koje  
znatno djeluju na ukupno energijsko stanje atmosfere. Oblak odbija (ras-  
pršuje), upija i izračuje Sunčevo i Zemljino zračenje, te tako preusmje-  
rava toplinske procese u atmosferi i na Zemljinoj površini.

## 10.3. Podjela oblaka

Iz iskustva je poznato da na nebu ima raznovrsnih oblaka, pa je za  
lakše praćenje u atmosferi napravljena podjela oblaka. Tih  
podjela, ako se izuzmu povijesni razlozi, ima više prema primijenjenim  
načelima. Može se govoriti o podjeli prema obliku, visini, postanku i o  
posebnim vrstama. Radi lakšeg upoznavanja svih vrsta oblaka na cijelom  
Zemlji izrađen je u Svjetskoj meteorološkoj organizaciji Međunarodni  
atlas oblaka u kojem su opisi i fotografije oblaka s pripadajućim tuma-  
čenjima.

Prema obliku oblaci se dijele na rodove, vrste i podvrste. Osim ove  
osnovne podjele oblaka, postoji i dodatno obilježje oblaka - odlike, te

pridruženi oblaci. Dodatna obilježja su npr. izboji (grude) koji vise iz oblaka, pruge oborine koja pada iz oblaka ili pridruženi oblaci su rasturani dijelovi niskih oblaka. Oblaci mogu nastati i raspadanjem ili iz pojedinih dijelova nekoga matičnog oblaka.

Rodova oblaka ima deset; to su glavne skupine svojstvenih oblika. Vrste oblaka čine podjelu pojedinih rodova koja se osniva na nekim osobinama oblika i ustroja oblaka. Ista vrsta oblaka moguća je u više rodova.

Podvrste oblaka odnose se na neka svojstva oblaka kao poredak elemenata i prozornost oblaka. Ista podvrsta oblaka moguća je u više rodova.

Rodovi oblaka (genera; Gattung) dobili su imena prema latinskim nazivima, temeljeći se prema trima skupinama imena: cirrus (što znači vlaknast), zatim cumulus (grudast) i stratus (slojeviti) te dopunskih naznaka: altus (visok) i nimbus (kišni). Kombinirajući ta svojstva, rodovi oblaka (s kraticama) su: Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc), Cirrostratus (Cs), Altopcumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns), Stratocumulus (Sc), Stratus (St), Cumulus (Cu) i Cumulonimbus (Cb).

Kratik opisi:

Cirrus (Ci) - odijeljeni oblaci u obliku bijelih nježnih vlakana ili bijelih ili većinom bijelih krpa ili uskih pruga. Ovi oblaci imaju vlaknasti izgled i/ili svilenasti sjaj.

- podnica: 5 - 7 km, katkad 10 - 12 km, maksimum 15 km (zimi niže)
- debljina: nekoliko stotina metara, ponekad 1 - 2 km
- sastav: ledeni kristali od 0.01 - 0.1 mm
- optičke pojave: ako je Sunce na horizontu: ružičast, crven i sl., katkad halo

- postanak: od dijelova Cc ili Ac i Cb, raspadanjem Cs, laganim dizanjem u vedrom zraku

- ostale pojave: vidljivost slabija, preko 1 km (uspravna vidljivost prema dolje bolja noću zbog svjetla na tlu); zaledivanja nema; turbulencija je slaba ako su uspravno razvijeni.

Cirrocumulus (Cc) - tanka bijela krpa, pokrivač ili sloj oblaka bez vlastite sjene, sastavljen od vrlo malih elemenata u obliku zrna, nabora itd., sastavljenih ili odijeljenih i više-manje pravilno poredanih; prividna širina većine elemenata manja je od 10°.

- podnica: slično Ci, u prosjeku 6 - 8 km
- debljina: nekoliko desetaka do stotina metara
- sastav: ledeni kristali, katkad i prehladne kapljice
- optičke pojave: vijenac, svjetlucaње rubova, proziran za Mjesec i Sunce

- postanak: pretvorba Ci, Cs, Ac (smanjenjem elemenata), planinsko dizanje, dizanje u vedrom zraku

- ostale pojave: vidljivost slabija, preko 1 km; zaledivanje neznatno; slaba turbulencija ako su uspravno razvijeni.

Cirrostratus (Cs) - prozirna bjelkasta oblačna koprena vlaknastog ili glatkog izgleda, koja potpuno ili djelomično pokriva nebo, općenito izaziva pojavu haloa.

- podnica: slično Ci

- debljina: nekoliko stotina metara, katkad 1 - 2 km
- sastav: ledeni kristali
- optičke pojave: halo (gotovo redovito)

- postanak: spajanje Ci ili elemenata Cc, od ledenih kristala koji padaju iz Cc, stanjivanje As, širenje Cb, prostrano dizanje

- ostale pojave: vidljivost slabija, 1 - 3 km; zaledivanje neznatno; turbulencija je slaba ako su uspravno razvijeni.

Altopcumulus (Ac) - bijela i/ili siva krpa, pokrivač ili sloj oblaka, općenito s vlastitom sjenom, sastavljen od pločica, zaokruženih masa, valjaka itd., koji su katkad djelomično vlaknasti ili rasplinuti i koji mogu biti spojeni; prividna širina većine pravilno poredanih malih elemenata obično jest 1 - 5°.

- podnica: 2.5 - 5 km
- debljina: nekoliko stotina metara, ako su gusti 1 - 2 km
- sastav: vodene kapljice (prehladne), pri niskim temperaturama i ledeni kristali
- optičke pojave: vijenac, svjetlucaње, svijetleći stupovi, pasunca (lažna sunca)
- postanak: dizanje velikog sloja zraka, turbulencija ili konvekcija srednjih oblaka; debljanje Cc, dijeljenje Sc; pretvorba As, Ns; širenje Cu, Cb; planinsko dizanje zraka (lećasti oblaci)
- ostale pojave: vidljivost 50 - 300 m; zaledivanje slabo do umjereno; turbulencija slaba do umjerena
- oborine: pojava virga.

Altostratus (As) - sivkasti ili plavkasti oblačni pokrivač ili sloj prugastog, vlaknastog ili jednolikog izgleda, koji potpuno ili djelomično pokriva nebo i ima dovoljno tankih dijelova, da se barem slabo vidi Sunce, kao kroz mlječno staklo. Ne daje pojavu haloa.

- podnica: 3 - 5 km
- debljina: nekoliko stotina metara do nekoliko kilometara
- sastav: vodene kapljice (prehladne) i ledeni kristali; sadrži prehladne kišne kapljice i snježne pahuljice
- postanak: lagano dizanje velikih slojeva zraka; debljanje Cs, stanjivanje Ns, pretvorba Ac, širenje Cb
- ostale pojave: vidljivost 100 - 300 m; zaledivanje slabo do umjereno; turbulencija slaba do umjerena
- oborine: virga, kiša, snijeg ili sugradica (sutruća).

Nimbostratus (Ns) - sivi oblačni sloj, često taman, čiji je izgled rasplintnut zbog više ili manje neprekidnog padanja kiše ili snijega, koji većinom dopiru do tla. Posvuda je dovoljno debeo da potpuno zakrije Sunce.

Ispod sloja često ima niskih čupavih oblaka, koji s njim mogu biti spojeni.

- podnica: 1 - 2 km, često 100 m i niže (zimi)
- debljina: 2 - 3 km, uspravno razvijen 6 - 7 km
- sastav: donji dio: vodene kapljice, kišne kapi (zimi kapljice, snježni kristali i pahuljice), gornji dio: sive kapljice (prehladne) i ledeni kristali
- postanak: polagano dizanje velikih slojeva zraka; debljanje As, (Sc),

- (Ac); širenje Cb ili Cu
- ostale pojave: vidljivost 50 - 100 m; zaledivanje slabo do umjereno, pri negativnim temperaturama pri tlu može biti i jako; turbulencija do umjerene, katkad i jaka
  - oborine: jaka kiša ili snijeg, prehladna kiša, sugradica (sutuča). Stratocumulus (Sc) - siva- i/ili bjelkasta krpa, pokrivač ili sloj oblaka koji gotovo uvijek ima tamnih dijelova, sastavljen od pločica, zaokruženih masa, valjaka itd., koji nisu vlaknasti (izuzev virga) i koji mogu biti spojeni; prividna širina većine pravilno poredanih malih elemenata veća je od 50.
  - podnica: 500 - 1500 m, ponekad i više
  - debljina: nekoliko desetaka metara do nekoliko stotina metara, po katkad doseže 1 - 2 km
  - sastav: vodene kapljice, zimi i snježni kristali i snježne pahuljice, i kišne kapi i solika
  - optičke pojave: halo ako su virge od ledenih kristala, vijenac i svjetlucanje ako je tanak
  - postanak: povećanje elemenata Ac; pretvorba As, Ns; od dizanja St ili konvekcije unutar St; širenje gornjeg ili srednjeg dijela Cu, Cb; spljoštavanje Cu
  - ostale pojave: vidljivost 40 - 90 m; zaledivanje slabo do umjereno; kod jako razvijenih oblaka slaba do umjerena turbulencija
  - oborine: virge, slaba kiša, snijeg ili solika.
- Stratus (St) - općenito sivi oblačni sloj dosta jednolike podnice, koji može dati rosulju, snijeg, ili zrnati snijeg. Kad se kroz oblak vidi Sunce, njegov se rub jasno razaznaje. Ne javlja se pojava halo, osim možda pri veoma niskim temperaturama.
- Katkad se pojavljuje u obliku čupavih krpa.
- podnica: 200 - 700 m, često 50 - 100 m, ponekad do Zemljine površine → magla
  - debljina: nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara, jako razvijeni 1 - 2 km
  - sastav: male vodene kapljice (ponekad prehladne) zimi, ledeni kristali; gusti i debeli ima kapljice rosulje, katkad snijeg ili zrnati snijeg
  - optičke pojave: tanak vijenac oko Sunca ili Mjeseca, kod niskih temperatura može i halo
  - postanak: ohlađivanje nižih slojeva atmosfere; od oborina koje padaju iz As, Ns, Cb, Cu; uz turbulenciju; razvitak Sc koji se spušta; dizanje magle
  - ostale pojave: vidljivost 30 - 150 m; zaledivanje slabo do umjereno, tek ponekad jako; turbulencija slaba
  - oborine: rosulja, snijeg, zrnati snijeg.
- Cumululus (Cu) - odijeljeni oblaci, općenito gusti i oštrih obrisa, koji se razvijaju uspravno u obliku humaka, kupola ili tornjeva, čiji gornji pupajući dio često slični cvjetači. Suncem osvijetljeni dijelovi ovih oblaka većinom su sjajno bijeli, dok im je podnica razmjerno tamna i gotovo vodoravna.
- Katkad je čupav.
- podnica: 500 - 1500 m, katkad i više

- debljina: nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara, dosta razvijeni 2 - 5 km
  - sastav: vodene kapi (vrhovi razvijenih oblaka prehladni), ledeni kristali samo u jako hladnim dijelovima oblaka
  - postanak: konveksijske struje; od Ac, Sc; pretvorba Sc, St; čupavi Cu ispod As, Ns, Cb, Cu koji daje oborine
  - ostale pojave: vidljivost 30 - 60 m, u razvijenim oblacima 20 - 30 m; zaledivanje umjereno do jako, ponekad i izrazito; turbulencija umjerena do jaka
  - oborine: veliki Cu daje ponekad kišu u obliku pljuska, osobito u tropskim krajevima.
- Cumulonimbus (Cb) - krupni i gusti oblak znatne debljine u obliku pljunine ili golemih tornjeva. Barem djelomično je njegov gornji dio obično gladak ili vlaknast ili prugast i gotovo uvijek plosnat; ovaj se dio često širi u obliku nakovnja ili velike perjanice.
- Pod podnicom ovog oblaka, koja je često veoma tamna, ima često niskih čupavih oblaka spojenih s njom ili ne i katkad oborine u obliku virga.
- podnica: 400 - 1000 m, katkad i niža, odnosno viša
  - debljina: zimi 3 - 5 km, ljeti 8 - 10 km, ponekad i preko 15 km
  - sastav: u donjem dijelu: vodene kapi, u srednjem dijelu: vodene kapljice (i prehladne), snježni kristali i tuča, u gornjem dijelu: ledeni kristali i nešto prehladnih kapljica; sadrži i velike kišne kapi, snježne pahuljice, soliku, sugradicu (sutuču), tuču
  - električne pojave: sijevanje, munje i gromovi, grmljavina
  - postanak: razvitak Cu; razvitak od Ac, Sc s kulama; pretvorba i razvitak As, Ns
  - ostale pojave: vidljivost (u gornjem području) 10 - 30 m, po katkad manje od 10 m; jako do vrlo jako zaledivanje; turbulencija jaka do vrlo jaka; jaki udari vjetra, pojava tube
  - oborine: virga, pljuskovi kiše, snijega, prehladne kiše, solike, sugradice (sutuče) i tuče
  - napomena: Cumulonimbus je najznačajniji oblak koji se pojavljuje u atmosferi, goleme je energije (procjene: nekoliko atomskih bombi) i uzročnik mnogih procesa.
- Vrste oblaka (species; Art) imaju imena prema latinskim nazivima.
- Vrste oblaka (s kraticama) jesu: fibratus (fib), uncinus (unc), spissatus (spi), castellanus (cas), floccus (flo), stratiformis (str), nebulosus (neb), lenticularis (len), fractus (fra), humilis (hum), mediocris (med), congestus (con), calvus (cal) i capillatus (cap). Evo i njihovih kraćih opisa:
- fibratus (fib) - (vlaknast); odijeljeni oblaci ili tanke oblačne koprene, stavljene od gotovo ravnih vlakana, više-manje nepravilno savijenih, koja ne završavaju kukicama ili pahuljicama (pojavljuju se uz Ci, Cs) uncinus (unc) - (kukast); Cirrus često u obliku zarezata, koji prema gore završava kukicom ili pahuljicom čiji gornji dio nema oblik zaokruženih izboja
- spissatus (spi) - (zgušnub); Cirrus čija je optička debljina dovoljno velika da izgleda sivkast kad se nalazi prema Suncu
- castellanus (cas) - (kula); oblaci koji, barem djelomično pri vrhu, pokazuju

zaju kumulusne izboje u obliku malih tornjeva, što im uglavnom daje nazubljen izgled. Ovi mali tornjevi, neki su viši nego širi, leže na zajedničkoj podnici pa izgledaju kao poredani u redove. Odlika ka-stelanusa je naročito vidljiva kad se oblaci promatraju sa strane (Ci, Cc, Ac, Sc)

**Floccus (Flo)** - (pahuljica); svaki oblaci element sastavljen je od malih pahuljica kumulusnog izgleda, čiji je donji dio više manje raščupan i često praćen virgom (Ci, Cc, Ac)

**stratiformis (str)** - (slojasti); oblaci razvučeni u sloj ili vodoravni pokrivač velikog prostiranja (Ac, Sc, rjeđe Cc)

**nebulosus (neb)** - (magloviti); oblak u obliku sloja ili magličaste koprene, bez vidljivih detalja (Cs, St)

**lenticularis (len)** - (leca); oblaci u obliku leća ili badema, često razvučeni, rasplinutih kontura; česta je pojava svjetlucaanja. Ovi oblaci se najčešće pojavljuju u oblacima planinskog podrijetla, ali mogu se uočiti i iznad područja bez izražene orografije (Cc, Ac, Sc)

**fractus (fra)** - (izlomljen); rastргани oblaci u obliku nepravilnih krpa, izrazito čupavog izgleda (St, Cu)

**humilis (hum)** - (nizak); kumulusi maloga uspravnog razvika; uglavnom izgledaju plosnato. Visina im je manja od širine

**mediocris (med)** - (osrednji); kumulusi umjerenoga uspravnog razvika čiji vrhovi imaju slabo razvijene izboje. Omjer visine i širine im je podjednak

**congestus (con)** - (nagonilan); kumulusi s jako razvijenim izbojima i čestito znatrim uspravnim razvitkom; njihov gornji pupajući dio često ima izgled cvjetače. Visina im je veća od širine

**calvus (cal)** - (čelav); Cumulonimbus, u kojemu su neki izboji, bar u njegovu gornjem dijelu, počeli gubiti meke kumulusne konture, te u kojima se ne raspoznaju nikakvi dijelovi cirusnog oblika. Izboji i pupa-nja teže stvoriti bjelkastu masu oštirih obrisa, s manje-više uspravnim brazdanama

**capillatus (cap)** - (kosmat); Cumulonimbus koji se odlikuje prisutnošću, osobito u svom gornjem dijelu, jasnih cirusnih dijelova s izrazito vlaknastim ili brazdastim ustrojem, često u obliku nakovnja, perjanice ili izgledu velike više-manje neuredne kose. Cumulonimbus capillatus uglavnom ima pjuskovne ili grmljavine praćene često udarima vjeha ili tučomi; u njemu se pojavljuju česte, vrlo jasne virge.

**Podvrste oblaka (varieties; Unterart)** imaju imena prema latinskim nazivima. Podvrste oblaka (kraticе) jesu: intortus (in), vertebratus (ve), undulatus (un), radiatus (ra), lacunosus (la), duplicatus (du), translucidus (tr), perlucidus (pe) i opacus (op). Evo i njihova kraćeg opisa:

**intortus (in)** - (zamšeni); Cirrus, čija su vlakna vrlo nepravilno povijena i često isprepletana na vrlo čudan način

**vertebratus (ve)** - (kralješnica); oblaci čiji su elementi tako poredani da njihov izgled podsjeća na kralješnicu, rebra ili kostur ribe (Ci)

**undulatus (un)** - (valoviti); valoviti oblaci u krpana, pokrivačima ili slojevima. Valovitost se može uočiti u dosta jednolikom oblračnom sloju, ili oblacima sastavljenim od elemenata, koji su spojeni ili ne. Pokatkad se vidi dvostruki sustav valovitosti (Cc, Cs, Ac, As, Sc, St)

**radiatus (ra)** - (znakasti); oblaci koji se pojavljuju u širokim paralelnim prugama ili su poredani u paralelne pruge koje zbog djelovanja perspektive izgledaju kao da se zbližavaju prema jednoj točki horizonta ili, kad pruge prelaze preko cijelog neba, prema dvjema suprotnim točkama horizonta, koje se zovu "točka(e) zračenja" (Ci, Ac, As, Sc, Cu)

**lacunosus (la)** - (rupasti); oblaci u krpana, pokrivačima ili slojevima, općenito dosta tanki, a odlikuju se više-manje pravilno poredanim zaokruženim rupama, od kojih mnoge imaju čupave obode. Oblačni elementi i svijetle rupe često su tako poredani da im izgled podsjeća na mrežu ili pčelinje saće (Cc, Ac, rijetko Sc)

**duplicatus (du)** - (udvosručen); oblaci u krpana, pokrivačima ili slojevima poredani jedni iznad drugih na malim udaljenostima i katkad su djelomično spojeni (Ci, Cs, Ac, As, Sc)

**translucidus (tr)** - (proziran); oblaci u prostranoj krpi, pokrivaču ili sloju, čiji je najveći dio dovoljno proziran da se kroz njega naslućuje položaj Sunca ili Mjeseca (Ac, As, Sc, St)

**perlucidus (pe)** - (prolazan); oblaci u prostranoj krpi, pokrivaču ili sloju, s oštirim, ali katkad vrlo malim pukotinama između njegovih elemenata. Te pukotine omogućuju da se vidi Sunce, Mjesec, plavo nebo ili oblaci koji se nalaze iznad (Ac, Sc)

**opacus (op)** - (neproziran); oblaci u prostranoj krpi, pokrivaču ili sloju, čiji je najveći dio dovoljno neproziran da polupno zaklanja Sunce ili Mjesec (Ac, As, Sc St).

**Dodatna obilježja** - odlike i pridruženi oblaci (supplementary features and accessory clouds; Sonderformen und Begleitwolken) dobili su imena prema latinskim nazivima. Dopsunska imena (s kraticama) jesu: incus (inc), mamma (mam), virga (vir), praecipitatio (pra), arcus (arc), tuba (tub); pridruženi su: pileus (pil), velum (vel) i pannus (pan). Evo i opisa:

**incus (inc)** - (nakovanj); gornji dio cumulonimbusa razvučen u obliku nakovnja, glatkog vlaknastog ili prugastog izgleda

**mamma (mam)** - (dopke); viseći izboji na donjoj površini jednog oblaka koji imaju izgled dopki (Ci, Cc, Ac, As, Sc, Cb)

**virga (vir)** - (granak); uspravni ili kosi tragovi padanja oborine koji se spuštaju od podnice oblaka, a ne dopiru do Zemljine površine (Cc, Ac, As, Ns, Sc, Cu, Cb)

**praecipitatio (pra)** - (oborina); oborine (kiša, rosulja, snijeg, sugradica, tuča itd.) padaju iz oblaka i dosežu do Zemljine površine (As, Ns, Sc, St, Cu, Cb)

**arcus (arc)** - (luk); gusti, vodoravni valjak s više-manje čupavim rubovima koji se nalazi ispred donjeg dijela izvišenih oblaka; veliki ima izgled pratećeg tamnog luka (Cb, rjeđe Cu)

**tuba (tub)** - (cijev); oblaci stup ili okrenuta oblračna ljevčasta kupa koja izlazi iz podnice oblaka; upozorava na više ili manje jaki vrtlog vjehtra u oblračnoj masi (Cb, rjeđe Cu)

**pileus (pil)** - (kapa); oblak pratitelj sa slabim vodoravnim prostiranjem u obliku kape ili kapuljače; pojavljuje se iznad vrha kumulusnog oblaka ili je spojen s njegovim gornjim dijelom koji ga često probija. Često

77

sc pojavljuje i više pileusa jedan iznad drugog (Cu, Cb) velum (vel) - (jedro); oblačna koprenasta pratilja s velikim vodoravnim prostranjem, koja se nalazi nešto iznad vrha jednog ili više kumulusnih oblaka ili je spojena s njihovim gornjim dijelovima, koji je često probijaju (Cu, Cb)

pannus (pan) - (kpa); čupave krpe, koje se, čineći katkad neprekidni sloj, javljaju ispod drugog oblaka s kojim mogu biti spojene (As, Ns, Cu, Cb).

Prema visini oblaci se razvrstavaju na visoke (high clouds; hohe Wolken), srednje (middle clouds; mittelhohe Wolken) i niske (low clouds; tiefe Wolken) kojima se mogu pridodati i oblaci uspravnog razvitka (vertical extent clouds; Wolken mit vertikaler Erstreckung) (tabl. 10.4). Altostratus se obično nalazi među srednjim oblacima, ali često je i među visokim. Nimbostratus se pojavljuje u skupini srednjih oblaka, ali se javlja i među niskim i visokim oblacima. Cumulus i Cumulonimbus oblaci imaju podnicu među niskim oblacima, ali se protežu kroz srednje i visoke. Visine na kojima se nalaze oblaci ovise o zemljopisnoj širini i s njezinim povećanjem su sve niže. U toplo doba godine podnice oblaka su redovito na većim, a u hladno na manjim visinama.

Tabl. 10.4. Podjela oblaka po visini

Kat	Polarna područja	Umjerene širine	Tropska područja	Rodovi oblaka
Visoki	3 - 8 km	5 - 13 km	6 - 18 km	Ci, Cc, Cs
Srednji	2 - 4 km	2 - 7 km	2 - 8 km	Ac, As, Ns
Niski	0 - 2 km	0 - 2 km	0 - 2 km	Sc, St
Uspravni razvitak	0 - 8 km	0 - 13 km	0 - 18 km	Cu, Cb

Prema postanku oblaci se dijele na konveksijske, slojevite i valne (planinske).

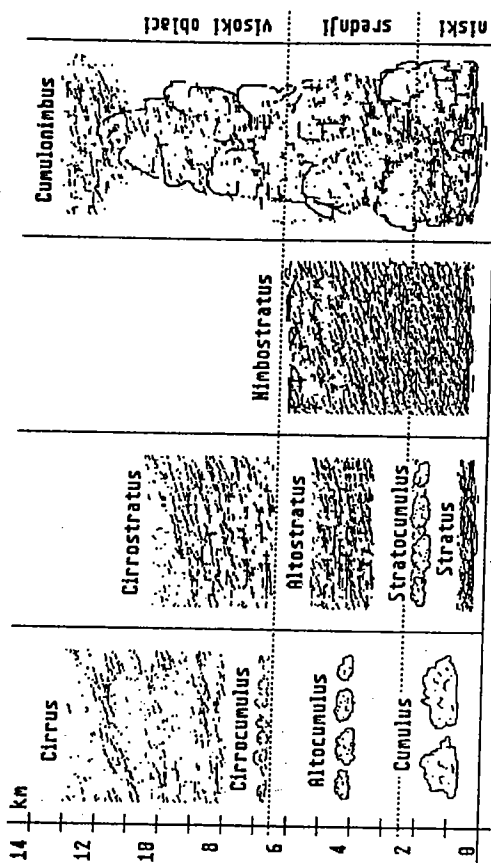
Konveksijski oblaci (convective clouds; Konvektionswolken) nastaju dizanjem lakšeg (toplijeg i vlažnijeg) zraka u odnosu prema okolnom zraku, tj. nastaju konvekcijom u uvjetima labilne atmosfere. To je Cumulus oblak, a kod izrazito jakih konvekcija nastaje Cumulonimbus (sl. 5.6). Uspravne brzine su izražene, te iznose 1 do 5 m/s, a katkada dosežu i desetostruku vrijednost.

Slojeviti oblaci (layered clouds; Schichtwolken) nastaju zbog nepravilnih uspravnih gibanja zraka kao posljedica turbulencije u razmjer-no tankom sloju atmosfere. To su oblaci Stratocumulus i Stratus. Nadalje, nastaju zbog pravilnog i laganog dizanja zraka iznad vrlo velikih površina ili na frontalnim plohama. To su još oblaci Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus. Uspravne brzine su matene, od 0.001 do 0.1 m/s.

Valni oblaci nastaju na vodoravnim granicama fizički različitih zračnih masa (razne gustoće) i na donjoj granici visinskih inverzijskih slojeva. Ti oblaci (tečastog oblika) nastaju na uzlaznom dijelu valnog poremćenja, dok se na silaznom dijelu vala rasplinjavaju ili ih čak nema.

Uspravne brzine se nalaze u širem području, mogu biti male (0.01 - 0.1 m/s) i razmjerno velike (1 - 5 m/s).

Planinski (orogenetski) oblaci (orographic clouds; orographische Wolken) nastaju dizanjem zraka pri prijelazu zračne struje preko orografske prepreke, a često se razlikuju od uobičajenih oblika svih rodova. Pripadaju najčešće među oblake AltoCumulus, Stratocumulus i Cumulus. Ti oblaci mogu nastati ili u razini vrha prepreke, ili nad njom, ili ispod nje. Oko usamljenih brda imaju često oblik ogrlice oko brda ili kape koja pokriva vrh. Natlaskom vlažne zračne struje na izduženu prepreku nastaju oblaci u obliku zida (fenski zid; točka 8.2), a pojavljuju se i oblaci u obliku leće u pravilnim razmacima (valni oblaci).



Sl. 10.1. Shematski prikaz rodova oblaka s pripadnim visinama

Na slici 10.1. prikazani su shematski oblici rodova oblaka s pripadnim visinama na kojima se nalaze, a njihove fotografije su u prilogu.

Posebne vrste oblaka. U dosadašnjim razmatranjima obuhvaćeni su samo oblaci u troposferi. Tek izuzetno neki visoki oblaci mogu ulaziti u donje dijelove stratosfere. Oblaci se katkad pojavljuju u stratosferi (sedefasti oblaci) ili čak u mezosferi (noćni svjetleći oblaci). U posebne oblake uključuju se kondenzacijski tragovi, oblaci požara i vulkanskih erupcija.

Slične nakupine kapljica i krutih čestica koje oblikom nalikuju na oblake nastaju u svezi s velikim eksplozijama, iznad velikih vodopada i kao posljedica ljudske djelatnosti.

Sedefasti oblaci su u stratosferi na visinama između 22 i 30 km (gornja granica hladnog dijela stratosfere), nalikuju cirusima, cirokumulusima ili altokumulusima u obliku leća. Svojtveno im je izrazito svjetlucanje, a boje su sedefa. Javljaju se kad je Sunce koje ih obasjava ispod horizonta. Malokad se vide i samo u nekim područjima (zimi u



sjevernoj Europi i nad Alaskom). Sastravljeni su od prehladnih kapljica i kuglastih čestica leda.

Svjetleći noćni oblaci (srebrnasti oblaci) su u mezosferi od 75 do 90 km, nalikuju cirusima i cirostratusima. Boja im koleba od zlatne ili crvenosmeđe blizu horizonta do plavobijele ili sivoplave (srebrne), ponekad i crvenoljubičaste kad su više iznad horizonta, a uočavaju se na tamnoj pozadini noćnog neba. Pojavljuju se malokad (ljeti) obično između 50 i 75 ON te 40 i 60 OS, kada je Sunce ispod horizonta i obasjava ih. Vjerovatno su sastavljeni od ledenih kristala, vulkanskog pepela i meteoritske prašine.

Kondenzacijski tragovi iza zrakoplova (Condensation trails: Kondensstreifen) nakupine su kapljica ili kruhkih čestica koje oblikom nalikuju na oblaku, a nastali su ukapljivanjem (depozicijom) ispušnih plinova motora zrakoplova, na vrhovima krila ili vrhovima elisa klipnih motora u vrtlozima zraka. Tada je atmosfera na visini letenja dovoljno hladna (-40 do -50 °C) i vlažna. Tragovi izgledaju kao sjajno bijele pruge, no poslije nekog vremena se ispupče sredinom nadalje. Širenjem se često pretvaraju u velike pamučaste ili vlaknaste krpe koje silje čirnim ili negativnim, tj. u prvom slučaju se stvara oblak (višak vodene pare), a u drugom tanki slojevi oblaka izgledaju kao prerezani (zatopljenje okoline oblačnih elemenata). Ovisno o stanjima u atmosferi takvi oblačni tragovi mogu brzo išteznuti ili se zadržati više sati (ako ima cirusa i cirostratusa), čak i polpomažu širenju oblačnog sloja. Glavni činitelj stvaranja kondenzacijskih tragova jest ohlađivanje plinova koje izbacuje zrakoplovni motor i koji, zbog izgaranja pogonskog goriva, sadrže velike količine vodene pare. U kondenzacijskim tragovima može se javiti hato izrazito čistih boja.

Oblaci požara nastali izgaranjem šuma ili nafte i sl. mogu dobiti izgled gustih, tamnih i pupajućih oblaka, koji silje na jako razvijene konvekcijske oblake, od kojih se razlikuju brzinom razvika i tamnom bojom. Proizvodi izgaranja (šuma ili velikih paljevina tropskog šibljaja) mogu biti odneseni vjetrovom na velike daljine od mjesta nastanka. Tada dobivaju izgled tankih koprena stratusnog oblika, svojstvene boje, od kojih Sunce i Mjesec dobivaju katkad plavičastu boju. Ponekad se razvitkom jakoga konvekcijskog oblaka može pojaviti kišni pljusak.

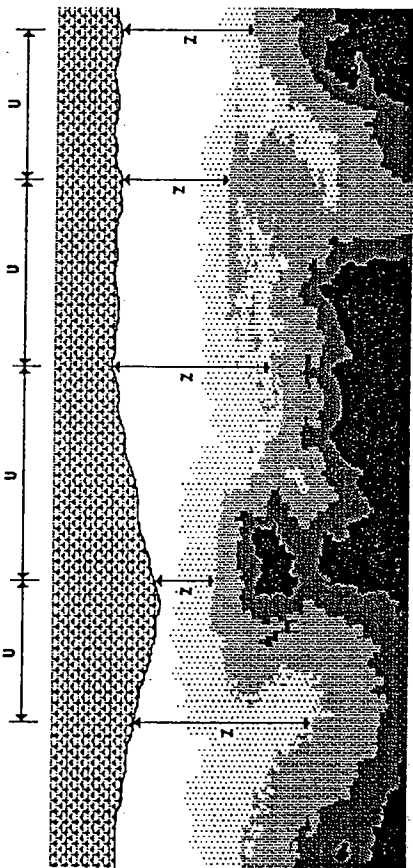
Oblaci vulkanskih erupcija silje na jako razvijene kumulusne oblake s izbojima koji brzo rastu. Mogu se raširiti na velikoj visini pokrivajući velika područja; nebo ima svojstvenu tamnu boju koja se može održati nekoliko tjedana. Ovi se oblaci sastoje najvećim dijelom od čestica prašine ili drugih kruhkih čestica raznih veličina. Pojedini dijelovi oblaka mogu biti gotovo isključivo od kapljica vode a katkad mogu dati i oborine.

#### 10.4. Naoblaka i podnica oblaka

Količina oblaka koja pokriva nebo zove se naoblaka (cloudness; Bewölkung). Naoblaka se procjenjuje u dijelovima neba zaklonjenim oblacima i ta količina se izražava u osminama ili desetinama neba. Tako je

potpuno vedro prikazano s 0, a potpuno oblačno s 8/8 odnosno 10/10. Pri određivanju razdiobe naoblake govori se o vedrom danu kada je naoblaka  $< 2/8$  ( $\leq 2.5/10$ ), odnosno o oblačnom danu kada je naoblaka  $> 6/8$  ( $\geq 7.5/10$ ). Svojstvenost razdiobe naoblake za neko mjesto pokazuje da općenito prevladava vedro ili oblačno vrijeme, tj. malokad je naoblaka oko polovice svoje vrijednosti, premda je srednja naoblaka oko te vrijednosti.

Podnica oblaka (cloud base; Wolkenhöhe) donja je granica oblaka koja je važna u meteorološkim procesima ili u neposrednoj primjeni (zrakoplovstvo). U nekim slučajevima dovoljno je oštro određena, dok ju je u drugima teško odrediti. To su uvjeti kad podnica ima velike promjene po visini, odnosno kad je izrazito rasplinjuta. Promjene podnice oblaka (niskih) su znatne, po visini 50 - 100 m na malim vodoravnim udaljenostima 500 m i u malim razdobljima 10 - 20 minuta. Gustoća oblaka, odnosno vidljivost u oblaku, bilo u vodoravnom ili u uspravnom smjeru, jako je promjenljiva, te se slično tome mijenja i visina podnice (sl. 10.2). Raspon kolebanja podnice veći je ljeti nego zimi.



Sl. 10.2. Podnica oblaka i njezine promjene s udaljenošću n

Najniže podnice niskih slojastih oblaka nastaju kad slab vjetar u raznjerno toplom i vlažnom zraku puše iznad hladne podloge. Također, najniže podnice su u svezi s frontama kad se u području oborina često javljaju rasturgani i čupavi oblaci (St fra). Podnica oblaka (prije svega se odnosi na niske oblake) najniža je u jutarnjim satima, odnosno zimi (tada su i temperature najniže). Podnica oblaka uspravnog razvika obično se podudara s kondenzacijskom razinom, dok se kod ostralih oblaka nalazi nešto iznad ove razine.

#### 10.5. Dnevni i godišnji hod naoblake i podnice oblaka

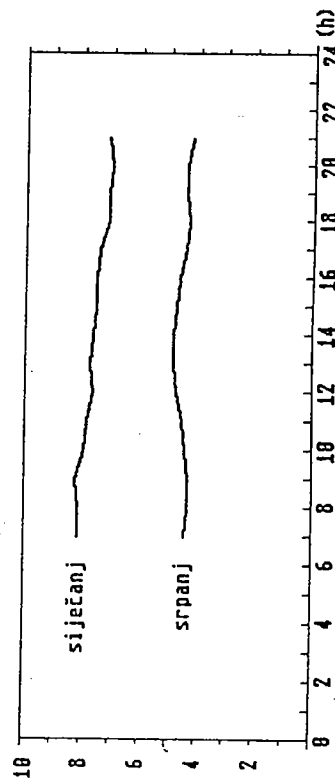
Postoje dva osnovna tipa naoblake: stratonoblaka - statički tip, gdje su prevladavajući slojasti (stratiformni) oblaci, koji rasteiru cijelo

nebo i dugo se zadržavaju te kumulonaoblaka - dinamički tip, gdje prevladavaju grudasti (kumuliformni) oblaci, koji ne zastiru cijelo nebo.

Neka svojstva naoblake su razumna. Tako je sijanje Sunca (osunčavanje) ovisno o naoblaci, tj. što više naoblake, to manje osunčavanja i obratno. Slično je za ekstremne temperature: što manje naoblake, to su temperature ekstremnije. Međutim, odnos naoblake i oborina nije tako jednostavan. U slučaju statičkog tipa naoblake njezino povećanje ne donosi odgovarajuće povećanje oborina (oblaci su presiromašni vodom za dovoljno oborina). Pri dinamičkom tipu okolnosti su jednostavnije: što više oblaka, to se može očekivati više oborina.

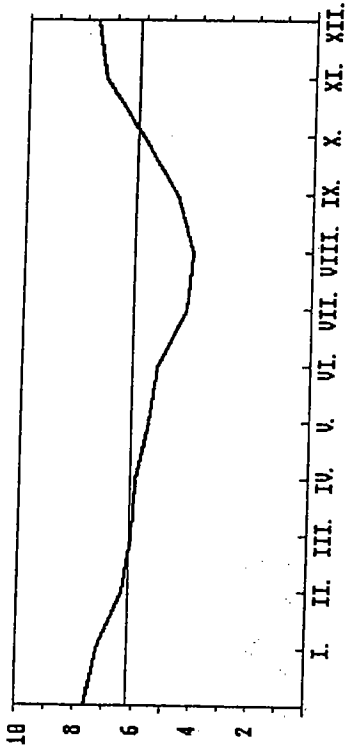
U dnevnom hodu naoblake postoje statički i dinamički tipovi naoblake. Statički tip (stratififormni oblaci) pojavljuje se uglavnom iznad kopna, ima najveću naoblaku u jutarnjim satima, a najmanja je poslijepodne ili predvečer. Dinamički tip (kumuliformni oblaci) ima najveću naoblaku tijekom poslijepodneva, a najmanja je noću ili ujutro. Iznad oceana postoji obratan dnevni hod kumuliformne naoblake: oblaci se najčešće javljaju noću. Pojavljuju se i kombinacije obaju tipova, tako da na istom mjestu u različito doba godine mogu vladati različiti tipovi dnevnog hoda. Tako je u umjerenim širinama u zimi statički tip, a ljeti dinamički.

Dnevni hod naoblake prikazan na slici 10.3. pokazuje za toplo i hladno doba godine naoblaku koje ima mnogo više u zimskim mjesecima. Zimi ujutro ima više naoblake, uglavnom slojevite, nego potkraj dana, a ljeti je slabo izraženo povećanje naoblake u poslijepodnevni satima zbog konvekcije.



Sl. 10.3. Dnevni hod naoblake (1/10) Zagreb - Grič (1931-1960)

I u godišnjem hodu naoblake postoje statički i dinamički tipovi naoblake. U statičkom tipu, koji prevladava u unutrašnjosti kontinenata, najviše naoblake ima zimi i ne podudara se s najvećom oborinom, jer veće oborine padaju u manje oblačnom dobu godine, ljeti (sl. 10.4). Zimska naoblaka je ovdje stratiformna, te nastaje drugim procesima nego ljetne oborine, koje se pojavljuju iz kumuliformnih oblaka. U godišnjem hodu dinamički tip pokazuje paralelnost s oborinama, tj. najveća oborina je za najjače naoblake. U ovom slučaju isti atmosferski procesi uzrokuju i najviše naoblake i najveće oborine. Dinamički tip je u mon-



Sl. 10.4. Godišnji hod naoblake (1/10) Zagreb - Grič (1931-1960)

sunskom (daleki istok), mediteranskom i tropskom području. Može nastupiti i mješoviti tip koji se obično pojavljuje iznad oceana u višim zemljopisnim širinama.

Tabl. 10.5. Čestine (%) podnice oblaka (naoblaka > 4/8) manje od 90 m, Zagreb - Pleso (1966-1975)

Sati	M j e s e c i											
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
01	17.7	6.7	1.0	0.3	0	0	0	0	1.7	6.1	11.0	15.2
02	17.1	8.7	1.7	0.3	0	0	0.3	0	2.7	7.9	10.7	13.9
03	17.1	7.9	1.7	1.0	0.3	0.3	0.6	0.6	4.4	7.2	13.4	15.2
04	16.5	9.2	1.9	1.0	0.3	2.0	0.6	1.6	6.3	10.6	12.0	16.8
05	17.7	10.2	1.7	0.7	1.9	2.3	1.6	2.9	10.1	13.6	13.7	17.5
06	18.4	10.2	2.4	0.7	2.3	2.0	2.9	3.2	15.2	18.3	16.7	15.9
07	18.7	11.0	1.9	1.3	1.9	0	2.6	5.5	18.7	19.4	16.3	17.4
08	19.8	12.6	3.8	0.3	1.0	0	0.6	4.2	18.2	19.4	17.0	17.5
09	18.4	9.8	1.4	0.3	0	0	0	0.6	13.1	19.7	16.5	16.5
10	15.8	8.9	1.3	0	0	0	0	0	5.0	11.3	13.3	12.9
11	11.9	5.9	0	0	0	0	0	0	0.3	4.7	10.3	12.3
12	10.2	4.3	0	0	0	0	0	0	0	2.5	8.3	10.0
13	9.7	2.8	0	0	0	0	0	0	0	1.9	7.0	7.7
14	7.8	2.4	0	0	0	0	0	0	0	1.1	6.0	7.1
15	8.9	1.6	0	0	0	0	0	0	0	1.1	4.0	7.4
16	7.7	2.5	0	0	0	0	0	0	0	1.9	4.3	10.0
17	8.5	1.2	0	0	0	0	0	0	0	2.2	5.0	10.0
18	9.9	3.1	0	0	0	0	0	0	0	3.2	5.3	11.3
19	10.6	3.2	0	0	0	0	0	0	0	3.2	6.0	10.3
20	11.3	3.5	0	0.3	0	0	0	0	0	3.2	7.3	12.3
21	13.4	3.5	0	0	0	0	0	0	0	3.2	6.3	11.7
22	14.8	4.6	0	0	0	0	0	0	0	3.9	6.7	11.5
23	16.1	5.5	0	0	0	0	0	0	0	6.1	8.0	11.6
24	17.5	5.1	0.3	0	0.3	0	0	0	0.7	6.5	9.3	11.1

Dnevni, odnosno godišnji hod podnice oblaka visina manjih od 90 m iskazan u česinama (%) u vremenskim uvjetima kada je nebo prekriveno s više od 4/8, dan je u tablici 10.5. Naoblaka s pokrivenošću neba najnižeg sloja više od 4/8 zove se stropnica (ceiling: Haupt-Wolkennuntergrenze). Uočljivo je da je podnica oblaka (to se prije svega odnosi na niske oblake) najniža zimi u jutarnjim satima (kada su i temperature najniže). Tada se vjerojatnost da će podnica oblaka biti niža od 90 m približava vrijednosti od 20%, za razliku od ljetnih poslijepodnevni sati kada praktično nema tako niske naoblake.

## 10.6. Razdioba naoblake na Zemljinoj površini

Razdioba naoblake na Zemlji nije jednolika. Ima vedrijih i oblačnijih područja. Premda srednja vrijednost nije najspretniji pokazatelj za jedno mjesto, jer općenito prevladava vedro ili oblačno vrijeme, ipak se može uočiti da je naoblaka nad oceanima gotovo u svim pojasevima veća nego nad kopnom. Posljedica toga je veća prosječna naoblaka na južnoj polukugli nego na sjevernoj (tabl. 10.6).

Tabl. 10.6. Srednje vrijednosti naoblake na Zemlji (desetine)

Područja	More	Kopno	Zemlja	Područja	More	Kopno	Zemlja
90 - 80°N	6.3	-	-				
80 - 70°N	7.0	6.3	6.6				
70 - 60°N	7.2	6.2	6.3				
60 - 50°N	6.7	6.0	6.2				
50 - 40°N	6.6	5.0	5.6	N polukugla	5.59	4.82	5.18
40 - 30°N	5.2	4.0	4.5				
30 - 20°N	4.9	3.4	4.1				
20 - 10°N	5.3	4.0	4.7				
10 - 0°N	5.3	5.2	5.3				
00 - 10°S	5.0	5.6	5.2				
10 - 20°S	4.9	4.6	4.8				
20 - 30°S	5.3	3.8	4.8				
30 - 40°S	5.7	4.8	5.4				
40 - 50°S	6.7	5.8	6.6	S polukugla	5.97	4.89	5.71
50 - 60°S	7.2	7.0	7.2				
60 - 70°S	7.6	-	-				
70 - 80°S	6.4	-	-				
80 - 90°S	-	-	-	cijela Zemlja	5.83	4.85	5.44

Najveća naoblaka je u visokim zemljopisnim širinama. Premda je zrak zbog nižih temperatura količinski siromašniji vodenom parom, ovdje su pretežno slojeviti (stratiformni) oblaci, koji zastiru cijelo nebo i dugo se zadržavaju. Manja naoblaka je u ekvatorskom području. Tu je zrak topliji i bogatiji vodenom parom, te nevladavaju grudasti (kumuliformni-

ni) oblaci, koji ne zastiru cijelo nebo. Najmanja naoblaka je u suprot-skim krajevima, gdje postoji spuštanje zraka, što onemogućuje stvaranje oblaka.

Crte koje spajaju mjesta iste srednje naoblake jesu izonefe. Pokazuju općenito povećanu naoblaku u višim zemljopisnim širinama, iznad mora i vrhova planina. Tako su najoblačnija mjesta Sosnovac (Sibir, 66.5°N 44.7°E) uz naoblaku 88%, odnosno Ben Nevis (Velika Britanija, 56.8°N 5.1°W) 84%, dok su najvedrija mjesta na Zemlji Aswan (Egipt, 24.0°N 32.9°E) s količinom naoblake 5%, odnosno Oaza Dahkla (Egipt, 25.5°N 29.0°E) sa 6%.

### Dopunska literatura

- Berth, W., W. Keller i U. Scharrow, 1979: *Wetterkunde*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 404.
- Byers, H.R., 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.
- Dom, W., 1975: *Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 518.
- England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.
- Hrgić, A.H., 1986: *Fizika atmosfere*. Hidrometeorizdat, Leningrad, 328.
- Makljanć, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.
- Penzar, I. i B. Penzar, 1985: *Agroklimatologija*. Školska knjiga, Zagreb, 274.
- Volarić, B. i I. Penzar, 1967: *Osnove meteoroloških mjerenja i mjerenja*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.

## 11. OBORINE

Oborine (engleski: precipitation; njemački: Niederschlag) su skupine vodenih čestica u tekućem ili krutom stanju koje padaju iz oblaka na Zemljinu površinu ili se iz zraka talože na tlu i predmetima. Zajedno s česticama koje padaju iz oblaka ne dopiru do Zemljine površine (virga), koje su raspršene u atmosferi (magla) ili vjetrom uzdignute sa Zemljine površine (snježna vijavica, morski dim, pijavica), oborine čine skupinu atmosferskih pojava - hidrometeori.

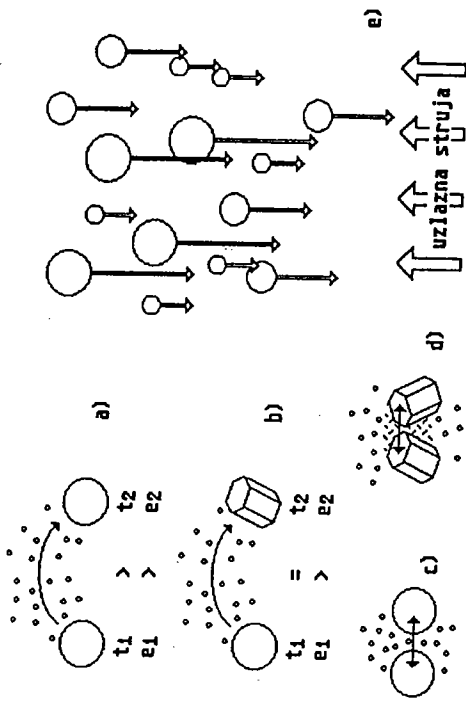
### 11.1. Postanak oborina

Oblaci se u atmosferi pojavljuju u području pozitivnih i negativnih temperatura, što je očito važno za sastav oblaka. Kao što je već spomenuto, oblaci su vidljive nakupine kapljica vode (vodeni oblaci), pa će takvi oblaci postojati u području pozitivnih temperatura. Pri izrazito niskim negativnim temperaturama (manje od -15 do -20 °C) postoje oblaci sastavljeni od ledenih kristala (ledeni oblaci), a između toga je mješavina kapljica vode i ledenih kristala (miješani oblaci). Ta razdioba čestica (tekuće i krute) očito će djelovati na procese postanka oborina, čemu se mora pridodati visina izoterme 0 °C iznad Zemljine površine. U umjerenim i višim zemljopisnim širinama samo su niski i neki od srednjih oblaka vođeni. U tropskim područjima su vodeni oblaci mnogo deblji.

Oblačne čestice nakon postanka rastu od vrlo malih veličina (0.1 do 10  $\mu\text{m}$ ) te obično dosegnu veličinu 20  $\mu\text{m}$  do izuzetno 100  $\mu\text{m}$ . Dalje obično ne rastu jer u oblaku ponestanu dovoljne količine vodene pare. Stoga se pitamo kako nastaju krupne oborine veličina nekoliko milimetara do nekoliko centimetara (kiša, zmca leda, tuča). Kapljice i kristali zbog malih veličina i težina padaju malim brzinama od 0.05 do 20 cm/s, te ih zanosi vjetar, a uzlazne struje im usporavaju padanje ili ih dižu. Ako pri tome ispadnu iz oblaka, u područje više temperature i nezasićenog zraka mogu ispariti i ne doprijeti do Zemljine površine (virga).

Postoji više procesa koji omogućuju nastajanje krupnijih oblačnih čestica koje mogu prerasti u oborine:

Predestilacija vodene pare s toplih kapljica na hladne. Prema značajnim promjenama temperatura zraka u uspravnom i vodoravnom smjeru pojedini dijelovi oblaka i njima pripadajuće čestice imaju razne temperature. Ako su dvije kapljice vode istih veličina a raznih temperatura u neposrednoj blizini, nastupa isparavanje vode s toplije i ukapljivanje vodene pare na hladnijoj kapljici, zbog većeg zasićenog tlaka vodene pare na toplijoj kapljici (sl. 11.1.a).



Sl. 11.1. Procesi postanka većih oborinskih elemenata

Predestilacija vodene pare s manjih kapljica na veće. Tlak zasićene vodene pare nad malim kapljicama veći je nego iznad krupnih, pa su takvi oblaci kolooidno labilni. Zato nastupa isparavanje s manjih kapljica i ukapljivanje na većim kapljicama. Tako sitne kapljice nestaju, a rastu veće.

Predestilacija vodene pare s kapljica na ledene kristale. Tlak zasićene vodene pare pri istoj temperaturi je nad ledom niži nego nad vodom; takav oblak je kolooidno labilan i ledeni kristali rastu na račun kapljica. Kapljice vode isparavaju, a vodena para se oblače (depozicija) na ledenim kristalima. To je važan proces jer i malo kristala u okolici s prehladnim kapljicama uzrokuje stvaranje značajnih oborina (sl. 11.1.b).

Privlačenje čestica suprotnih električnih naboja. Vrlo male oblačne kapljice, odnosno kristali različitih električnih naboja međusobno se privlače, te spajaju.

Srašćivanje (koalescencija) je spajanje malih čestica (kapljica vode) približno istih veličina (sl. 11.1.c) uzrokovano njihovim laganim dodirivanjem (titranjem). Općenito, oborine nastaju procesima srašćivanja (koalescencije) u toplim oblacima i djelovanjem ledenih kristala u oblacima s temperaturama nižim od 0 °C. Zbog srašćivanja oblaci koji sadrže velike kapljice nestabilniji su i iz njih lakše nastaju oborine nego iz oblaka koji sadrže istu količinu vode, ali s manjim kapljicama.

Zgrušavanje (koagulacija) u kolooidnom sustavu (oblak) jest međusobno spajanje malih čestica i stvaranje većih. To spajanje može biti ishod privlačenja čestica suprotnih električnih naboja ili kao posljedica sudaranja (kolizije). Veće kapljice vode zbog veće mase padaju brže od manjih kapljica, pa se međusobno sudaraju i spajaju, te veće još više narastu (sl. 11.1.e). Uzlazna struja zraka djeluje kao filter, a o njoj ovisi koje će čestice ostati u oblaku, a koje će iz njega ispasti u obliku oborine. Kapljice vode u oblaku padaju brže od ledenih kristala, pa se i oni međusobno sudaraju i spajaju (tabl. 11.1).

Tabl. 11.1. Brzine padanja oblaknih i oborinskih čestica

Oblik čestice	K a p l j i c a										
	Polumjer (μm)	1	10	25	(mm)	0.100	0.2	0.5	1.0	2.0	3.0
Brzina (cm/s)	0.01	1.24	7.72		(m/s)	0.72	1.6	4.0	6.5	9	11
Oblik čestice	Iglice	Plodiće	Suhi snijeg	Kristali s injem	Zrnca	Sugradica	Tuča				
Polumjer (mm)	153	326	215	245	213	1	25	10	20		
Brzina (m/s)	0.5	0.3	0.5	1.0	1.8	1.5	2.6	18	33		

Kapljice vode polumjera većeg od 100 μm (0.1 mm) drže se već kišnim kapljicama/kapima. Kišne kapi ne rastu neograničeno. Najveći im je promjer oko 5 mm. Moguće veće kapi raspadaju se zbog otpora zraka, a to razbijanje dovodi do lančanog djelovanja i stvaranju kišnih kapi. Lančano djelovanje nastupa i kad se mali djelići ledenih kristala ili smrznute kapljice odvajaju od glavne mase kristala.

Ledeni kristali koji su malo narasli ispadaju iz svoje okoliće, te se mogu sudarati s kapljicama vode. Stoga nastaju kristali injastog oblika - injenje (riming; Berelfen). Kad ove nakupine kristala dođu u slojeve zraka s višom temperaturom, nastaju snježne pahulje. Na temperatura-ma višim od 0 °C pahulje se tope te nastaju kišne kapi.

Priračivanje (akreacija) se događa međusobnim sudaranjem i hvaltanjem ledenih kristala koji sve više rastu i mogu prijeći u snježne pahulje (sl. 11.1.d).

Nakupljanje (agregacija) je međusobno sudaranje i hvatanje kapljica/kapi vode na ledenim česticama koje sve više rastu i prelaze u veće ledene elemente (tuču).

U konvektivskim oblacima, koji sadrže više tekuće vode nego slojevit oblaci, ledeni kristali većinom rastu spajanjem s velikim oblaknim kapljicama promjera približno 20 μm. Takvim procesom stvaranja inja nastaju zbijenije grumenaste čestice, često čunjastog oblika - snježne kuglice (solika). Čestice se sastoje od labavog ledenog kostura s mnogo kapilarni ispunjenih zrakom. S druge strane, pri brzem padanju ili padu u područje oblaka više temperature takve čestice se zguščuju i nastaju ledene kuglice (sugradica - sutuča). Daljnjim padanjem ledena čestica se može otopiti u kišu. Rastom ledene čestice u konvektivskom oblaku (visina vrhova preko 6 km) s jakom uzlaznom strujom (većom od 10 m/s) i velikim sadržajem tekuće vode može nastati zrno tuče koje može više puta propuтовати oblak od podnice do vrha i tako narasti u krupnu grulu leda.

Iz visokih ledenih oblaka oborina ne pada jer čestice se nalaze u vrlo hladnom zraku s malo vodene pare, te se ne mogu toliko povećati ili bi isparane pale na Zemljnu površinu.

Iz vodenih oblaka oborine se mogu pojaviti u umjerenim i višim zemljopisnim širinama, a gotovo redovno u tropskom području. U umje-

renim i višim širinama, u oblacima, gdje su mala miješanja zraka (Stratus), ne stvaraju se velike kapljice, te oborine imaju oblik rosulje. Kako su u tropskim područjima, zbog debljeg sloja atmosfere s pozitivnim temperaturama, vodeni oblaci mnogo deblji, a uzlazne struje jače, mogu se stvoriti krupnije oborinske kapljice koje dalje rastu. Stoga postaju nestabilne i doživljavaju rasprskavanje, te tako novostvorene kapljice omogućavaju lančani rast mnogobrojnih krupnijih kapljica i jačih pljuskovitih oborina.

Oborina najlakše pada iz miješana oblaka, jer se tu javljaju svi osnovni procesi pogodni za postanak oborina. Prehladne kapljice se smrznjavu spontano ili (većinom) na ledenim česticama s kojima su se sudarile. Prema brzini smrzavanja i depozicije nastaju različite ledene čestice: sa snježnim ustrojajem i s ledenom korom. Brzo smrzavanje uzrokuje da između pojedinih zaleđenih kapljica ostanu zarobljene molekule zraka. Zato su čestice neprozirne, odnosno bijele. Oborine s takvim ustrojem jesu snijeg, zrnati snijeg i solika. Zadržite li se takvi elementi dovoljno dugo u oblaku, pogotovo blizu temperatura 0 °C, nastat će snježne pahulje. Ako je smrzavanje sporo, dio vode će se razliti po kristalu, te će njezinim postupnim smrzavanjem nastati sloj prozirnog ili poluproizirnog leda, a cijela čestica dobiva približno kuglasti oblik. Takvo ustrojstvo ima sugradica (sutuča). Mogući su i kombinirani procesi te nastaju naizmjenice bijeli i prozirni slojevi, nastaje tuča.

Oborine uz tlo. Rosa nastaje ukapljivanjem vodene pare, a mrnaz depozicijom na tlu ili predmetima uz tlo pri temperaturi nižoj od 0 °C, što se događa noću hlađenjem tla ili predmeta, pa se od njih ohladi i okolni zrak. U oblaknim noćima ti su procesi slabiji ili čak nema rose odnosno mraza. Postanku rose ili mraza uz vedro vrijeme pogoduje vrlo slab vjehar koji miješa tanki sloj zraka neposredno uz tlo, te se veće količine zraka mogu ohladiti kad dolaze u dodir s podlogom. Jači vjehar zbog povećanog miješanja zraka ne pogoduje stvaranju rose ili mraza.

Ako se oblak nalazi vrlo nisko zahvaćajući predmete uz tlo, može dati oborinu na hladnim predmetima u obliku smrznutih kapljica,inja. U mirnom zraku to nakupljanje je manje i nalazi se sa svih strana predmeta (grančice, žice), dok se u zračnoj struji inje gomila na strani odakle vjehar donosi kapljice.

## 11.2. Vrste oborina

Oborina kao proizvod pretvaranja vodene pare ima raznih vrsta, tekućih i krutih, koje padaju u atmosferi ili su pale na Zemljnu površinu, odnosno koje su podignute vjehrom, zatim nataložene na Zemljinoj površini. Ovo uključuje predmete na Zemljinoj površini ili u zraku. Oborine su sastavni dio meteora (točka 13), odnosno meteori koji sadrže vodu neovisno o agregatnom stanju jesu hidrometeori.

Hidrometeori se mogu razvrstati na više načina:

- lebde u atmosferi:
- oblaci
- smanjuju vidljivost: magla (≡) i sumaglica (=), ledena magla (≡),

magla uz vidljivo nebo (≡), niska magla (≡), magla u krpama (≡), dolinska magla (#), privjetrinska magla (#)  
 - padaju iz atmosfere na Zemljinu površinu ili predmete na njoj ili u atmosferi:

- kiša (•), prehladna kiša (•), rosulja (•), prehladna rosulja (•), snijeg (\*), zrnati snijeg (Δ), solika (Δ), ledene iglice (→), tuča (▲), ledena zrna (Δ), sugradica - sutuča (Δ)
- u svezi su s vjetrom:
- snježna vijavica (+), niska snježna vijavica (+), visoka snježna vijavica (+), morski dim (ω)
- nataloženi su na Zemljinoj površini ili predmetima na njoj ili u atmosferi:
- izmaglica (p), rosa (r), radijacijska rosa (a), advekcijaska rosa (q), bijela rosa (a), mraz (s), radijacijski mraz (a), advekcijaski mraz (j),

Simbol	Naziv	Tipični oblici
	pločice	
	zvjezdice	
	stupići	
	iglice	
	prostorni dendriti	
	kupičasti stupići	
	neppravilni kristali	
	solika	
	ledena zrna	
	tuča	

Sl. 11.2. Podjela tipova ledenih kristala i krutih oborina

inje (V), meko inje (∇), tvrdo inje (∇), bistri led (X), poledica (~), površinski led (≈)  
 - u svezi su s vrtložnjem vjetra: pijavica (I).

Opis svake od navedenih pojava hidrometeora naveden je u točki 13 - meteori.

Tekuće oborine su kapljice vode raznih veličina, što se ne može reći za krute oborine. Njihovi oblici, veličine i unutarnje ustrojstvo bitno se razlikuju, te postoje mnoge podjele takvih oborina, a jedan primjer međunarodne podjele dan je na sl. 11.2.

U tablici 11.2 prikazani su rodovi oblaka i vrste oborina koje najčešće padaju iz njih. Vidljivo je da jedino visoki oblaci ne daju oborine.

Tabl. 11.2. Rodovi oblaka i pripadne vrste oborina

Cirrus (Ci)	- ne daje oborine
Cirrocumulus (Cc)	- ne daje oborine
Cirrostratus (Cs)	- ne daje oborine
Alto cumulus (Ac)	- pojava virga
Altostratus (As)	- virga, kiša (•), snijeg (*) ili sugradica (sutuča) (Δ)
Nimbostratus (Ns)	- jaka kiša (•) ili snijeg (*), prehladna kiša (•), sugradica (sutuča) (Δ)
Stratocumulus (Sc)	- virga, slaba kiša (•), snijeg (*) ili solika (Δ)
Stratus (St)	- rosulja (•), snijeg (*), zrnati snijeg (Δ)
Cumulus (Cu)	- veliki Cu daje ponekad kišni pljusak (∇), tropski krajevi
Cumulonimbus (Cb)	- virga, pljusakovi kiše (∇), snijega (∇), prehladne kiše (•), solike (Δ), sugradice (sutuča) (Δ) i tuče (▲)

Navedene pojave (simboli) osnovne su i mogu se kombinirati kad se želi označiti pojava miješane oborine. Susnježica (\*) istodobno je padanje kiše i snijega. Jaka oborina je pljusak (∇) odnosno, točnije, kišni pljusak (∇), snježni pljusak (∇), tučni pljusak (∇), zatim postoji snježni pokrivač (≡) i slično.

### 11.3. Količina oborina i njezin dnevni i godišnji hod

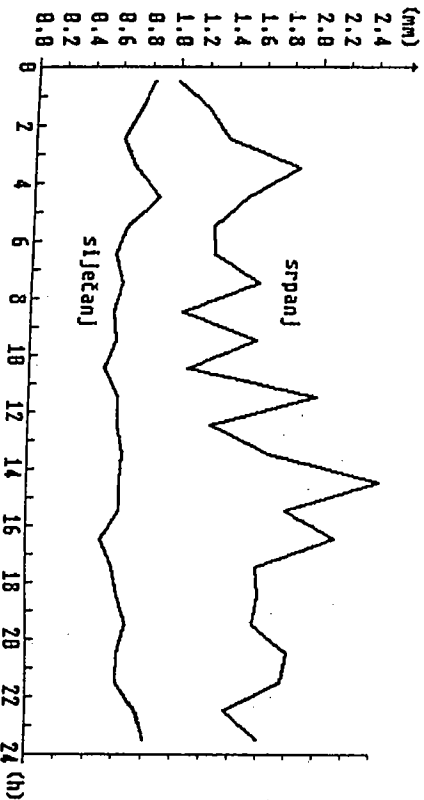
Oborina kao meteorološka pojava nastaje kao rezultat mnogih fizičkih procesa koji uključuju praktično sve meteorološke elemente i pojave. Očito je da oborine bez vodene pare i njezinih pretvorbi nema. Te su pretvorbe neposredno u svezi s raznim promjenama toplinske energije. Nadalje, promjene topline, odnosno temperature neposredno djeluju na promjene tlaka zraka, a ovaj izravno određuje zračna strujanja, koja pak na razne načine utječu na postanak oblaka i oborina. Na taj način, iako vrlo pojednostavljeno rečeno, zatvara se prirodni proces u atmosferi koji određuje vrijeme u najopćenitijem smislu.

Kad se govori o padanju oborina, razlikuje se tri načina (jakosti) padanja:

- sipeće (čestice oborine su vrlo sitne i padaju vrlo malom brzinom, skoro lebde)
- umjerene (čestice oborine su vidljive, a padaju uočljivom brzinom) i
- pljuskovite (shower; Schauer) oborine (velika jakost oborina).

Svaka vrsta oborina može biti stalna ili s prekidima. Oborina koja je padala može se izmjeriti. Količina oborina je visina vodenog taloga iznad ravne podloge pri Zemljinoj površini, pri čemu u slučaju tekućih oborina valja sprječiti otjecanje vode. Pri padanju kruhova oborina također se mjeri visina taloga, npr. snijega. Međutim, takva kruta oborina se otapa (nastoji se sprječiti isparavanje) te se mjeri kao tekuća oborina. Visina oborina se obično izražava u milimetrima, što odgovara broju litara vode na jediničnoj površini (1 m<sup>2</sup>). Mjerenja pokazuju da je količina oborina veoma promjenjiv meteorološki element. To je razlog vrlo guste mreže postaja na kojima se mjere količine oborina. Za bolje prikazivanje oborinskih prilika u klimatologiji se rabi prikaz broja dana s oborinom određene količine (uz napomenu da se slično radi i za druge meteorološke elemente i pojave). Kao dan s oborinom uzima se onaj kad je izmjereno bar 0.1 mm oborine. Jakost (intenzitet) oborina prikazuje količinu oborine koja padne u jedinici vremena. Općenito, pljusak oborine ima veliku jačinu, te prelazi vrijednost 1 mm/min. Izohijete su crte koje spajaju mjesta iste količine oborina.

Dnevni hod oborina ovisan je o mjesnim prilikama pa je stoga vrlo raznolik. Važno je istaknuti da su podaci oborina iznad mora uglavnom vezani za priobalne postaje i otoke. Ipak postoje dva osnovna tipa dnevnog hoda oborina: kopneni, s najvećim oborinama tijekom poslijepodneva, i morski, s najvećom oborinom tijekom noći ili ujutro. Tome je uzrok različiti dnevni hod konvekcije nad kopnom i morem. Katkad iznad kopna ima znatnih odstupanja u hodu oborina i pokazuje se povećanje oborina u jutarnjim satima. To su oborine niske naoblake i magle, dok pojedina mjesta imaju znatnu oborinu kao posljedicu pojave rose. Dnevni hod općenito ima izraženije povećanje oborina u ljetno doba godine.



Sl. 11.3. Dnevni hod oborine, Zagreb - Grč (1931-1960)

Primjer dnevnog hoda oborine na kopnenom području prikazan je na sl. 11.3, iz koje se uočavaju ne samo razlike tijekom dana, nego i tijekom pojedinih mjeseci. U hladno doba godine nema velikih promjena količine oborine za razliku od ljetnoga, kada se uočava njezino povećanje tijekom poslijepodneva.

Godišnji hod oborina ima nekoliko tipova koji ovise o općem atmosferskom kruženju i njezinoj promjeni tijekom godine uz posebnu važnost unutartropskog pojasa konvergencije, ciklonalnog i anticiklonalnog djelovanja, zatim o utjecaju razdiobe mora i kopna, orografskim preprekama i drugom. Slično naoblaci i ovdje se mogu uočiti osnovni tipovi hoda oborina: dinamički i statički. Dinamički tip najizraženiji je u orografskim područjima, a statički u unutrašnjosti kontinenta (najviše naoblake je zimi, ali bez značajne oborine; a kiše ljeti od pljuskova konvektivske naoblake). Neki osnovni tipovi jesu:

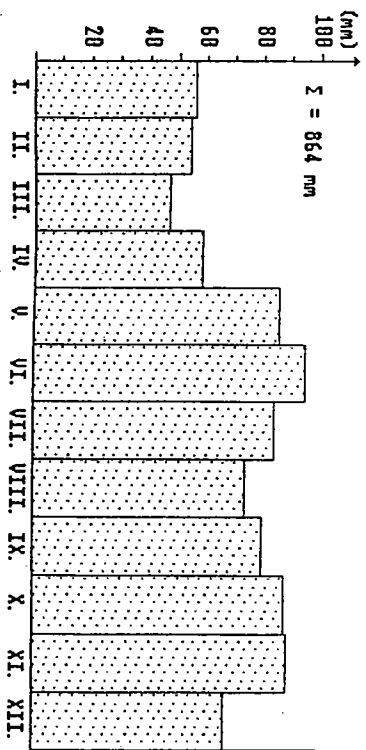
Ekvatorski tip (između 10°N i 10°S) ima glavnu oborinu u unutartropskom pojasu konvergencije, stoga ima dva kišna razdoblja (Sunce blizu zenita), a odijeljena su s više-manje suhim razdobljima.

Tropski tip (nadovezuje se na ekvatorski tip do 20° zemljopisne širine pojedinih polukugla) ima izraženo jedno povećanje oborina (nakon prolaza Sunca u zenitu) koje nastupa ljeti. Suho razdoblje u zimi može biti vrlo izraženo.

Pustinjski tip (kopno između 20° i 40° zemljopisne širine pojedine polukugle) praktično gotovo i nema oborina jer je zrak izrazito suh, prevladavaju spuštanja zraka, a ti su krajevi obično udaljeni od mora.

Suprotropski tip (polarna strana suprotropskog pojasa, tj. od 30° do 40° zemljopisne širine na zapadnoj strani kontinenta) ima oborinu frontalnog podrijetla zimi.

Kopneni tip (kopno u umjerenim širinama) ima najviše oborine u toplom dijelu godine, kad su najčešća ciklonalna i konvektivska djelovanja. Najmanje oborine su zimi, kad je izražena stabilnost zraka i razmjerna suhoća zraka. Ti ekstremi oborina mogu se pojavljivati kao glavni i sporedni, što se vidi iz sl. 11.4.



Sl. 11.4. Godišnji hod oborine, Zagreb - Grč (1931-1960)

Morski tip (oceani i zapadne obale kontinenta u umjerenim širinama) ima najveće oborine početkom zime, kad je more razmjerno toplo

blizini obala, dok su manje oborine ljeti.

Monsunski tip (monsunska područja - Daleki istok) najviše slični tropskom tipu u ljetu i kopnenom tipu umjerenih širina zimi. Najviše oborine ima ljeti uz vjetrove s mora, a najmanja je zimi uz vjetrove s kopna.

#### 11.4. Razdioba oborina na Zemljinoj površini

Ima više uzroka vrlo promjenljive razdiobe oborina na Zemljinoj površini na malim vodoravnim udaljenostima, pri čemu je oborina u tijelesnoj svezi sa zračnim strujanjima i pojavljuje se tamo gdje se vlažni zrak diže. Razdioba oborine, slično kao i njezin hod, ovisi o zemljopisnoj širini, općem atmosferskom kruženju (posebno je značajan unutar-tropski pojas konvergencije), ciklonalnom i anticiklonalnom djelovanju, zatim o utjecaju razdiobe mora i kopna te planinskom kruženju.

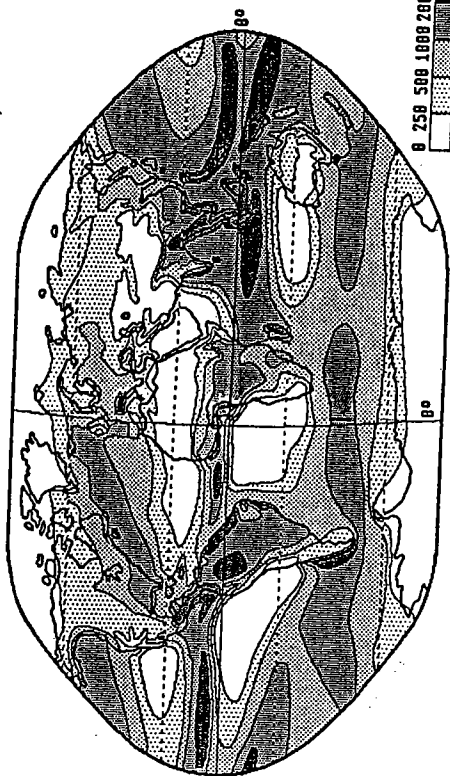
S povećanjem zemljopisne širine količina oborina se smanjuje, ali to smanjenje nije jednoliko (tabl. 11.3). Povećane količine oborina jesu u području ciklona i tropskih ciklona te iznad mora, a malo oborine je u visokim zemljopisnim širinama i područjima spuštanja zraka te iznad kopna, izuzimajući brda.

Tabl. 11.3. Srednje godišnje količine oborina po pojasevima zemljopisne širine (mm)

Područja	More	Kopno	Zemlja	Područja	More	Kopno	Zemlja
90 - 60 <sup>0</sup> N	345	270	308				
60 - 40 <sup>0</sup> N	1256	501	844				
40 - 20 <sup>0</sup> N	993	631	848	N polukugla	1237	627	997
20 - 00 <sup>0</sup> N	1636	1093	1503				
00 - 20 <sup>0</sup> S	1299	1316	1303				
20 - 40 <sup>0</sup> S	951	631	895				
40 - 60 <sup>0</sup> S	1150	829	1143	S polukugla	1065	757	1007
60 - 90 <sup>0</sup> S	423	74	283	Zemlja	1139	670	1002

Najviše oborina tijekom godine ima u blizini ekvatora, odnosno u tropskom području (unutar-tropski pojas konvergencije), jer su tamo visoke temperature, jako isparavanje i jaka konvekcija (1000 - 3000 mm; mjestimice uz visoke obale, otoke i planine 5000 - 10000 mm). Povećanjem zemljopisne širine količina oborina se smanjuje (500 - 1000 mm). Utlaskom u suprotropski pojas, gdje prevladava spuštanje zraka, dolazi se u područje sporednog smanjenja oborina. Tu oborina ima malo (iznad mora uglavnom ispod 250 mm) ili ih praktično i nema (unutrašnjost kontinenata). Izuzeci su područja monsunskih vjetrova, koji dopiru do ovih širina, gdje oborine mogu biti izrazito velike (10000 mm). U umjerenim širinama postoji sporedno povećanje oborina prvenstveno uz-

rokovano ciklonalnim i frontalnim poremećajima. U ovim područjima količina oborina može znatno kolebati: od gotovo sušnih područja (300 mm, ponegdje ispod 50 mm) do izrazito vlažnih, posebice planine uz mora (2000 - 5000 mm). Najmanje oborina je u polarnim područjima (100 mm) jer je zrak zbog niskih temperatura izazito siromašan vodenom parom. U ovom prikazu razdiobe oborina sadržani su učinci razdiobe kopna i mora, orografije i tipova strujanja (sl. 11.5).



Sl. 11.5. Srednja godišnja razdioba oborina na Zemljinoj površini (mm). (Blüthgen, 1966)

More je izvor vlage za atmosferu, te mase zraka iznad mora sadrže više vlage od onih nad kopnom. Posljedica toga je povećanje oborina. Ovi učinci su posebno izraženi pri zračnim strujanjima od mora prema kopnu (više oborina) za razliku zračnog strujanja od kopna prema moru (manje oborina).

Prema svom postanku oborine se mogu razvrstati u tri skupine: konveksijske, frontalne i planinske (orogenetske), premda su one u svakodnevnici najčešće u kombinaciji. Konveksijske i frontalne oborine više su u svezi s određenim meteorološkim procesima, za razliku od planinskih (orogenetskih), tj. onih uzrokovanih strujanjem vlažnog zraka u orografskom području. Razdioba oborina pokazuje njezinu povezanost s orografijom, te količina oborina općenito raste s porastom visine brda. Pokazuje se da pri malim brdima količina oborina raste s povećanjem visine brda. S daljnjim povećanjem visine brda dolazi do zaustavljanja i gomilanja zraka (tzv. učinak zaprečenja) te gibanja zraka oko brda. Pritom nastaje preraspodjela oborina kojih više padne na privjetrini brda. Navedeno se osobito odnosi na srednje razdiobe oborina, dok u pojedinih vremenskim prilikama mogu biti znatna odstupanja. Za razliku od većine drugih meteoroloških elemenata, oborina nema jednoliku razdiobu, te su znatna odstupanja. I vrlo velika gustoća mreže kišomjera u mnogim je uvjetima nezadovoljavajuća. Količina oborine je vrlo promjenljiva u područjima s razvijenom orografijom, gdje mjesni uvjeti znatno mije-



njaju njezinu razdiobu. Dosta je primjera kada su najveće količine oborine u zavjetrinskom području, očito tada prevladavaju drugi mehanizmi, npr. zanos oborina vjetrom. Mjesečna zblizavanja vjetera u zavjetrini mogu dovesti do jačih uzlaznih struja toplog i vlažnog zraka i promjene razdiobe oborina.

Uz prostornu promjenljivost oborina te dnevni i godišnji hod oborina, potrebno je istaknuti njezinu promjenljivost tijekom duljeg niza godina. Postoje razdoblja s većim oborinama, koje daju poplave, odnosno malih oborina, koje stvaraju sušna razdoblja. To pokazuje da srednja vrijednost nije najsigurnija veličina, nego je nužno razmatranje kišnih i sušnih razdoblja i njihovih povratnih perioda (statistička teorija ekstrem), tj. nakon kojeg vremena i s kojom se jačinom može očekivati pojava kišnih ili sušnih razdoblja.

Najveća količina oborina koja je pala tijekom 12 mjeseci zabilježena je na Cherrapunji (Himalaja, Indija, ljeto 1860/ljeto 1861) - 26 467 mm, a najveća višegodišnja srednja količina je na Mt. Waialealeu (Hawaii) - 11 684 mm. Najmanja srednja oborina je u Wadi Halfa (Sudan), a iznosi 0.5 mm. U Aswanu (Egipat, 24.09N 32.90E) od 1901. do 1920. uopće nije bilo oborina. U nas oborina koleba od 600 mm (središnji dio Jadrana, istočna Slavonija) do 3 000 mm (područje Risnjaka i Velebita). U Zagrebu je prosječna godišnja količina oborine 903 mm.

Najveća oborina pala tijekom dana zabilježena je u Cilaosu (otok Le Réunion, Indijski ocean, 1952) 1870 mm. U Palmettu (Nevada, SAD) u jednom je satu bilo 224 mm oborine, dok je u Unionvilleu (Maryland, SAD, 1956) u jednoj minuti zabilježen 31 mm oborina. U našim krajevima u jednom danu je palo u Zadru 352.2 mm (11.9.1986), na Korčuli 343.9 mm, u Gospiću 314 mm, pri čemu oborina vrlo često prelazi vrijednost 120 mm, dok je u Sinju bilo 100.8 mm/2 h.

Uz količinu oborine važan je i broj dana s oborinama, odnosno vjerojatnost oborine. Tako Thorshavn (otočje Færøerne na sjeveru Europe) u zimskim mjesecima doseže vjerojatnost 96%, Evangelistas (Chile) 93%. U Cedralu (Costa Rica) u jednoj godini bilo je 355 dana s oborinama. U nas srednji broj dana s oborinom koleba od 3 u kolovozu (Jadran) do 18 u studenom ili prosincu u nekim planinskim predjelima.

Snijeg je važan u ukupnoj količini oborina, a ta važnost raste s povećanjem zemljopisne širine i nadmorske visine. Snijeg, uz zimske sportove i prometne probleme, ima svojstva dobrog izolatora, što je važno za pokrivanje ozimih žitarica. Kako je nataloženi snijeg ispunjen s mnogo zravnog prostora, njegovim se otapanjem dobiva približno za svaki 1 cm snijega oko 1 mm vode. Dakako, to ovisi o kakvoći toga snijega (svjež ili star, suh ili mokar). Temperatura tla pokrivenog snijegom, za vedrih noći, ima približno 6°C nižu vrijednost od temperature zraka, dok je za oblačnih noći ta razlika osjetno manja oko 1°C (sl. 5.5).

Osim doprinosa snijega u količini oborina, izražava se i visina nataloženog snijega koja može znatno kolebati, pogotovo pri jakom vjetru. Tako je tijekom godine najviše snijega palo u Paradise Ranger Stationu (Mt. Rainier, Washington, SAD, 1970/71) - 25 832 mm, dok je najveća debljina snježnog pokrivača bila 11 532 mm u Tamaracku (California, SAD, 9.3.1911). U jednom danu u Silver Lakeu (Colorado, SAD, 15.4.

1921) palo je 1930 mm snijega. U nas snijeg doseže vrijednosti 10 do 30% ukupne godišnje količine.

#### Dopunska literatura

- Byers, HR, 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.  
 England, J. i H. Ubricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
 Hrgjan, AH, 1986: *Fizika atmosfari*. Gidrometeorizdat, Leningrad, 328.  
 Maksimović, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.  
 Marveev, LT, 1984: *Kurs obsej meteorologii*. Gidrometeorizdat, Leningrad, 751.

## 12. MAGLA I VIDLJIVOST

### 12.1. Osnovno o magli

Prema definiciji magla (engleski: fog; njemački: Nebel) je lebdenje vrlo sitnih vodenih kapljica u atmosferi, koje smanjuju vodoravnu vidljivost na Zemljinoj površini na manje od 1 km. Tome se pridodaje i ledena magla, tj. lebdenje u atmosferi vrlo sitnih ledenih kristala. Nastaje kao rezultat ukapljivanja ili depozicije vodene pare u blizini Zemljine površine. Ako je vodoravna vidljivost veća od 1 km a manja od 10 km govori se o sumaglici (mist; Dunst). Magla je zapravo oblak koji leži na Zemljinoj površini. Pripada skupini hidrometeora.

Magla se na pozitivnim temperaturama sastoji od kapljica vode polumjera 3 do 8  $\mu\text{m}$ . Međutim, pri negativnim temperaturama prehladne kapljice su sitnije, polumjer je 1 do 3  $\mu\text{m}$ , no katkad mogu biti i osjetno manje: od 0.1 do 0.5  $\mu\text{m}$  (sumaglica). U najgušćim maglama broj kapljica vode je 400 - 600/cm<sup>3</sup>, a u najslabijim nije veći od 1 do 10/cm<sup>3</sup>. U slučaju ledene magle polumjeri kristala su od 5 do 10  $\mu\text{m}$  čak katkad dostižu do 100  $\mu\text{m}$ . Magla postoji uz temperaturu inverziju i malu rosišnu razliku, što se vidi iz slike 12.1.

Vrlo sitne čestice magle, odnosno sumaglice polumjera < 1  $\mu\text{m}$  djeluju na raspršenje zraka svjetlosti tako udaljeni predmeti dobivaju plavkastu koprenu. Daleki svjetleći objekti dobivaju pak žućkasto-narančast (opalcentan) rub. Krupnije čestice magle daju bjelicašti ili čak sivkast izgled.

Za stvaranje magle potrebni su uvjeti slični onima pri stvaranju oblaka, tj. dovoljna količina vodene pare, kondenzacijske (ledene) jezgre i proces koji omogućuje stvaranje kapljica (kristala). Ima više osnovnih procesa nastajanja magli:

- ohlađivanje slojeva zraka (najvažniji proces)
- lagano adijabatsko dizanje zraka
- miješanje masa zraka i
- isparavanje.

### 12.2. Postanak i vrste magle

Na temelju načina nastajanja magli govori se o podjelama, odnosno o vrstama magle, premda se one prema fizičkom sastavu bitno ne razlikuju.

Ohlađivanje slojeva zraka u atmosferi ispod rosišta, odnosno injišta zbiva se unutar zračne mase ovim procesima:

- ohlađivanjem Zemljine površine i/ili nižih slojeva vlažnog zraka

dugovalnim zračenjem. Tako se stvara radijacijska magla, koja ako se izdigne prelazi u niski oblak → St. (Sc).

- dodirom toplog vlažnog zraka s hladnijom podlogom nastaje adveksijska magla, koja, ako se izdigne, prelazi u niski oblak → St. (Sc).

Lagano adijabatsko dizanje zraka omogućuje ohlađivanje zraka:

- u široj čestici granice sudara dviju zračnih masa nastaju frontalne magle.

- pri planinskom dizanju nastaje privjetrinska magla.

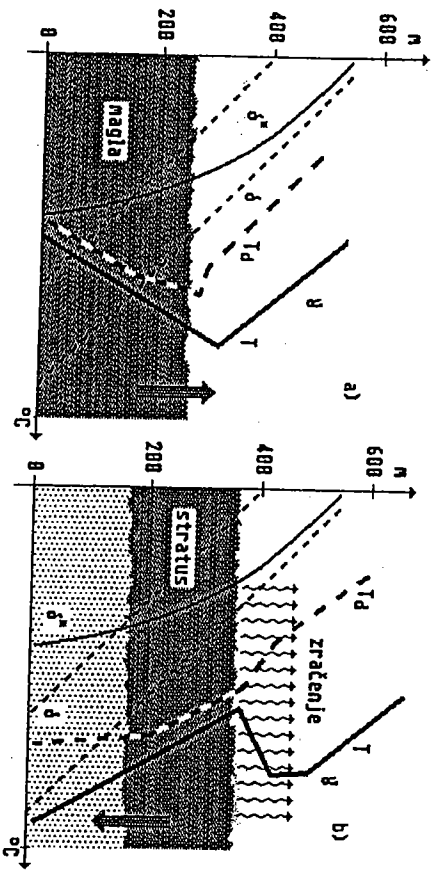
Miješanjem (turbulentnim) masa zraka različitih temperatura i vlažnosti, koje su blizu zasićenja (točka 10.2) nastaje magla miješanja. Upravna turbulencija uvjetuje da gornji hladniji slojevi zraka postaju bogatiji vodenom parom, što dovodi do ukapljivanja → St. (Sc).

Isparavanjem s toplih vodenih masa (vlažno tlo, močvare, rijeke, jezera, more) u razmjerno hladniji zrak koji može strujati s hladnije podloge prema površini vode nastaju magle isparavanja.

Radijacijska magla (radiation fog; Strahlungsnebel) nastaje kad se Zemljina površina (obično kopno) i priležeci sloj zraka hlade. Osobito povoljni uvjeti nastanka takve magle jesu pri stabilnom vremenu (anticyklone) u hladno doba godine, u noćnim satima uz vedro nebo ili uz samo visoke oblake, slabe vjetrove (1-2 m/s) ili tišine te dovoljno visoke relativne vlažnosti uz podlogu. Za razvitak magle do većih visina (debljine par stotina metara) potrebna je slabija turbulencija, koja dovodi do jačeg hlađenja zraka u većim visinama nego pri tihom vremenu. Naime, dugovalno zračenje i vodenje topline nije dovoljno da se zrak dovoljno ohladi i zasiti vodenom parom. Radijacijske magle nastaju u dolinama ili udubljenjima terena, gdje nastaje dodatno nagomilavanje (lagano spuštanje) hladnog zraka i gdje obično ima izvora vodene pare. U povoljnim uvjetima ta magla može nastati u posljedovodnim satima i zadržati se do kasnih prijepodnevih sati. Sloj takve magle nije osobito debeo. Iznosi više desetaka metara, ali može prelaziti i nekoliko stotina metara. Očito je da su magle tijesno povezane s prizemnom inverzijom. Gornja granica radijacijskih magli ne prelazi gornju granicu inverzijskog sloja (sl. 12.1. a). Kako se radijacijske magle pojavljuju manje-više redovno iz dana u dan, može se zaključiti "da će magla danas nastati kad je i jučer nastala, odnosno da će sutra nestati kad je danas nestala". To može vrijediti načelno samo za dane sa stabilnim vremenom. Radijacijska magla ne pojavljuje se iznad mora, osim u slučajevima razvijene magle iznad kopna koja se proširila na more. Razlog je što se zračenjem površine vode slabo hlade. Dapače, noću se iznad mora može pojaviti konvekcija.

Niska (radijacijska) magla (ground fog; Bodennebel) obilježena je izrazitom gustoćom neposredno iznad tla, a u razini oka motritelja je nema ili je vrlo slaba. Pojavljuje se u vedrim noćima, često poslije kiše. Gustoća radijacijske magle smanjuje se s visinom. Pojava magle uz vidljivo nebo znači isto što i obična magla, samo što motritelj kroz maglu vidi nebo, oblake ili slično.

Inverzijska magla (visinska radijacijska magla) (inversion fog; Inversionsnebel), za razliku od prizemnih magla, počinje se stvarati ispod



Sl. 121. Radijacijska magla: a) obična, b) inverzijska

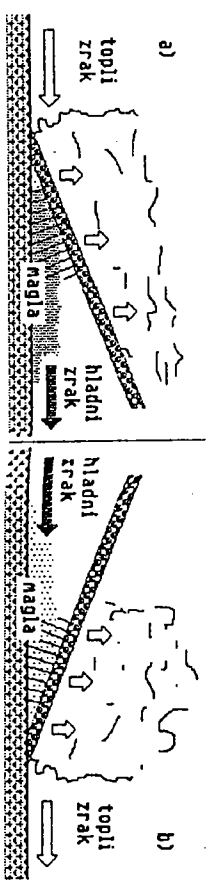
gornje granice temperature inverzije, gdje su veće koncentracije higroskopskih čestica i vlage nego u nižim slojevima, te se postupno raznici inverzije pojačano zrače toplinu, te se hlade tvoreći povoljne uvjete za stvaranje kapljica vode. Zbog toga se gustoća inverzijske magle povećava s visinom, a mogu biti izrazito debele čak do 2 km spajajući se s niskom nablakom (sl. 12.1. b). Ove magle mogu nastati pri vrlo laganom strujanju toplog zraka iznad sloja hladnog zraka (topli zrak s mora iznad snijegom pokrivenog zemljišta). Na granici zračnih masa stvara se oblaci sloj koji se proteže prema tlu tvoreći maglu. Inverzije nad kopnom ili morem, i dugotrajne su.

Advекцијска magla (advection fog; Advекtionsnebel) nastaje uz umjerene vjetrove (brzina 2 do 7 m/s) kad prizemni vlažni zrak struji iznad razmjerno hladnije podloge. Topno vlažni zrak hladi se od podloge, nastaje inverzija i kad nastupi zasićenje zraka vodenom parom, nastaje magla. Advекцијска magle pojavljuju se iznad oceana i kopna. Iznad kopna (osobito uz zapadne obale) advекцијска magla je najčešća u hladno doba godine, jaka je (gusta) i prostrana, debela je (od više stotina metara do 1 km) i dugotrajnija je (nekoliko dana, pa i tjedana). Tada u zimi topli zrak iz manjih zemljopisnih širina ili s oceana dolazi na hladno kopno. Iznad mora takve magle su često ljeti, kad zrak s toplog kopna prelazi na hladniji ocean. Ove su magle plitke i rjeđe od ostalih. U priobalnom području su u proljeće i ljeto. (Kalifornija, Skandinavija i područja gdje teku hladne morske struje). Iznad oceana advекцијска magla je značajnija kad topli i vlažni zrak koji je prehodno bio iznad toplog mora dospjeje u područje gdje je more razmjerno hladno. Primjer je takvog premještanja kad topli i vlažni zrak iznad tople Golfске struje dođe u područje hladne Labradorске morske struje. Te magle su guste i dugotrajne (područje New Foundlanda, Ohotsko i Japansko more s toplom strujom Kuro Shio i hladnom Oya Shio).

Moguće su i kombinacije magla: advекцијско-radijacijska magla na-

staje na kopnu kad se topli i vlažni zrak koji je došao s mora ohladi zračenjem.

Frontalna magla (frontal fog; Frontalnebel) povezana je s frontalnim poremećajima pri dodiru dviju zračnih masa različitih temperatura (gustoća) gdje se topli (lakši) zrak može iznad hladnog (težeg) ili se hladni zrak podvlači pod topli te ga isiskuje. Tako nastaju oblaci, među kojima i Stratus, St. U ovom okruženju se vrlo često pojavljuje magla. Razlikuju se tri tipa: prefrontalna, frontalna i zafrontalna magla, s obzirom na njihov položaj prema početnoj fronti. Prefrontalna magla nastaje najčešće u hladnom zraku ispred tople fronte kao posljedica zasićenja zraka vodenom parom, ispred fronte gdje padaju tople kišne kapljice, te kapljice vode djelomično isparavaju. Stoga se i zove magla tople fronte (sl. 12.2. a). Tom zasićenju pogoduje i mješanje toplog i hladnog zraka u frontalnom području. Nastala magla ima osnovna svojstva advекцијске magle. Širina napredujuće magle iznosi 100 do 300 km, a duljina joj odgovara približno dužini protezanja frontalne pruge. Frontalna magla zapravo je frontalna nablaka koja se spustila tako nisko da zahvata Zemljnu površinu; to je najčešće oblak Stratus. Isto tako, oborina koja pada ili je pala na tlo isparava, te nastaje zasićeni zrak, odnosno magla. Zafrontalna magla nastaje magli nastaloj poslije prelaska fronte u uvjetima kad se hladni zrak sporo kreće i potiskuje topli zrak, te se novopridošli hladni zrak zasićuje vodenom parom što je posljedica isparavanja vode s podloge. Naziva se i maglom hladne fronte (sl. 12.2. b). Ta magla ima sličnosti s maglom isparavanja. I ova magla ima svojstva bliska advекцијској magli, te se često može s njome zamijeniti.



Sl. 122. Frontalna magla, a) tople fronte b) hladne fronte

Prijetrinska magla (upslope fog; Hangnebel) nastaje na obroncima brda kad se zrak sporo uzdiže i adijabatski hladi. Pojavljuje se u pramenovima i krpama. Ova je magla zapravo oblak, jer za motritelja iz doline tako izgleda, dok za motritelja na brdu predstavlja maglu. Tada u atmosferi mora postojati stabilnost zraka. U slučaju nestabilnosti pojavljuju se jaka uspravna dizanja, nastaju razvijeni oblaci i tada se teško može govoriti o maglama. Cestina povijivanja ovih magla je velika.

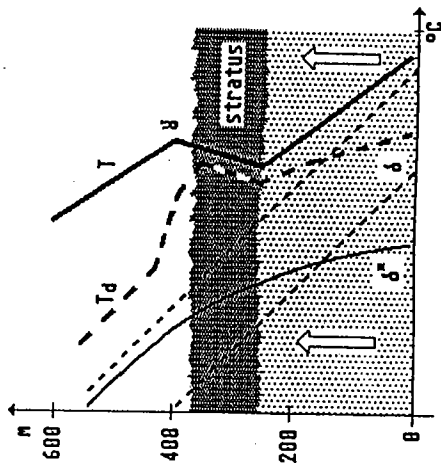
Magla mješanja (mixing fog; Mischungsnebel) nastaje turbulentnim mješanjem masa zraka različitih temperatura i vlage koje su blizu zasićenja (točka 10.2). Kako se uz uspravna dizanja pojavljuju adijabatski procesi, to se za lagano dizanje javlja dodatno i adijabatsko hlađenje, te tako ovi procesi mogu djelovati udruženo i stvoriti maglu.

Uspravna turbulencija uvjetuje da gornji hladniji slojevi zraka postaju bogatiji vodenom parom, što dovodi do ukapljivanja i magle. Ako turbulentno miješanje postane jako, tada se ne stvaraju magle, a već stvorene se raspadaju. Tada iz većih visina u niže slojeve dolazi suhi zrak, koji se pritom adijabatski zagrije, te nema mogućnosti zasićenja.

Magla isparavanja (advekcijnska magla hladnog zraka) (steam fog; Seerauch) nastaje kad se hladni zrak nalazi iznad tople isparavajuće površine vode. Tada se zrak ne ohlađuje do zasićenja, nego se u hladnom nezasićenom zraku povećava količina vlage. Pojavljuje se najčešće u hladnim polarnim morima na koja dolazi još hladniji zrak s ledenih površina (kopna ili mora). Nailazeći hladni zrak se lagano zagrije od razmjerno toplije podloge, te se pojavljuje termička konvekcija u nižem sloju, dok je iznad advekcijnska inverzija nastala prethodnim hlađenjem zraka kad je još bio iznad hladne podloge. Inverzija zadržava vodu paru, što dovodi do zasićenja i magle. Čini se kao da se isparavajuća vodena površina puši; magla je u pramenovima ili krpama i tanka je. Iznad vlažnog tla takva magla je moguća samo za vrijeme osunčavanja. Ove magle se pojavljuju u jesen i zimi, a moguća je tijekom cijeloga dana.

Ledena magla (ice fog; Eisnebel) pojavljuje se u polarnim krajevima, a katkad i u umjerenim širinama tijekom zime. Gustoća te magle je općenito manja nego gustoća vodenih magla.

Industrijska (gradska) magla (smog; Stadtnebel) sastavljena je od kapljica vode (ledenih kristala) i raznih tekućih i krutih primjesa: kapljice kiseline i lužina, čestice dima i čađe te ostaloga. Zato takva magla ima naziv smog, kao složenica od riječi engleskog jezika smoke = dim i fog = magla. Boja takvih magla ili smoga jest bijelosiva ili prijavo žuta. Štetne su za zdravlje. Čestina pojavljivanja tih magli veća je od onih izvan industrijsko-gradskih područja.



Sl. 12.3. Izdizanje magle u Stratus

Nestajanje magle u svezi je sa zagrijavanjem zraka Sunčevim zračenjem ili miješanjem hladnog i vlažnog zraka s okolnim toplim i sušim

zrakom, čemu potpomaže jak turbulentan vjetar (> 3-5 m/s). U ovim uvjetima relativna vlažnost povećava se, a kapljice vode ili ledeni kristali isparavaju. Tada se magla raspadala ili diže prelazeći u Stratus, odnosno u Stratocumulus (sl. 12.3) dok je kraće vrijeme u prizemnim slojevima sumaglica.

### 12.3. Utjecaj snijega na maglu

Utjecaj snijega na maglu je jednostavan. Snijeg, odnosno snježni pokrivač u mnogim slučajevima nepovoljno utječe na stvaranje magle, dapače dovodi do njezina nestajanja. To ovisi o temperaturi zraka i sastavu magle. S druge strane topljenje snijega ( $\approx 0^\circ\text{C}$ ) obično nepovoljno djeluje na maglu.

Uz snijeg, tj. ako se magla nalazi iznad snježnog pokrivača, a postavljena je od kapljica vode pri temperaturama nižoj od  $0^\circ\text{C}$ , ona u mnogim slučajevima slabi, pa nestaje. Uzrok je u razlikama tlakova vodene pare iznad snijega, odnosno vode. Kapljice vode se isparavaju, a ta isparena vodena para se obično (depozicija) na snijegu. Ovaj proces nestajanja magle najizraženiji je pri temperaturama (<  $-35^\circ\text{C}$ ) ti procesi ne postoje, jer tada više nema vodene magle, već je ledena magla koja je sastavljena od ledenih kristala, pa nema značajnijih razlika tlakova vodene pare okolnog snijega i ledenih kristala magle.

Na temperaturama blizu  $0^\circ\text{C}$  magla se obično zadržava.

Magla slabi pri kopnjenju snijega. Tada je temperatura zraka iznad snijega viša od  $0^\circ\text{C}$ , dok je neposredno uz snijeg  $0^\circ\text{C}$ , tj. iznad snijega nastaje inverzija. Prijenos topline prema površini snijega, koja se troši za njegovo topljenje, odvija se turbulentnim prijenosom. Ujedno postoji i prijenos vodene pare koja se oblaže na snijegu. Kad se snijeg topi, i toplina i vodena para prenose se prema dolje na površinu snijega, pa se tako zrak osušuje. Zbog magla iznad snijega koji kopni nestaje kad je temperatura zraka nekoliko stupnjeva viša od  $0^\circ\text{C}$ . Ako temperatura padne na  $0^\circ\text{C}$ , spomenuti proces prestaje, a kako je zrak razmjerno bogat vodenom parom, može nastati zgušćivanje magle.

### 12.4. Čestine i razdioba magle te njezin dnevni i godišnji hod

Čestine i razdioba magle na Zemlji. Uobičajeno je očekivati da više magle ima s porastom zemljopisne širine, jer magla najčešće nastaje iznad razmjerno hladnih površina (Arktik ima više od 80 dana s maglom tijekom godine). Međutim ima je znatno i u vlažnom tropskom području (sl. 12.4).

Na oceanima prevladava advekcijnska magla. Iznad oceana, gdje se sastaju tople i hladne morske struje, ima i 150 dana s maglom tijekom godine, i to obično ljeti, kad postoji vjetar koji puše u smjeru temperaturnog gradijenta na morskoj površini. Na Atlantskom oceanu najviše



Sl. 12.4. Srednji godišnji broj dana s maglom na Zemljinoj površini (Landsberg, 1945)

magle je na području jugoistočno od New Foundlanda (120 dana), gdje se dodiruju topla Golfska i hladna Labradoriska morska struja (najčešće je od travnja do kolovoza). Magle ima uz obale Skandinavije, zatim uz obale Portugala, dok hladna Kanarska morska struja uvjetuje magle uz zapadnu obalu Afrike blizu Sahare (40 dana) kad zrak s kopna dolazi iznad hladne morske struje. Nadalje, uz obale jugozapadne Afrike, gdje teče hladna Benguelska struja, stvara se karakteristično područje magle (80 dana). Dalje, postoje magle uz otočje Falkland, odnosno obale Patagonije. Na Tihom oceanu hladna Humboldtova struja uzrokuje da su obale Perua i Čilea među najmaglovitijim područjima (80 dana). Nadalje, područja poluotoka Kamčatke, Ohotsko i Japansko more, gdje se sudaraju topla Kuro Shio i hladna Oya Shio struja, također su u ljetnim mjesecima vrlo maglovita. Ljeti, kad zrak s kopna dolazi nad hladno more, gdje teče hladna Kalifornijska struja, pojavljuje se magla uz obale Kalifornije (40 dana). Mnogo magle ima i u području sukoba toplih i hladnih struja između Novog Zelanda, Tasmnije i Australije. Indijski ocean ima razmjerno malo magle. Više je ima približavanjem Antarktiku te između Madagaskara i afričkog kopna. Opcenito, može se uočiti da se iznad oceana i mora velike čestine magle pojavljuju u približnom području, pogotovo u blizini dodira toplih i hladnih morskih struja. Stoga su te magle najčešće advekcijske prirode, te su u cjelini oceani i mora maglovitiji od kopna.

Iznad kontinenata magle su najčešće radijacijskog podrijetla, te se pojavljuju uglavnom u hladno doba godine, pogotovo u dolinama. Povećane čestine magle su u planinskom području, to su oblaci oko vrhova brda. Na primjer, u Europi brda visoka oko 800 m imaju 130 do 150 dana s maglom tijekom godine, a brda visoka 1000 do 1500 m od 235 do 275 dana. Više dana s maglom ima u industrijsko-gradskim središtima

ma zbog mnoštva kondenzacijskih jezgara koje pogoduju stvaranju magli i oblaka. Na europskom kontinentu više dana s maglom u godini koja je advekcijsko-radijacijskog podrijetla ima na njegovim zapadnim i sjeverozapadnim dijelovima (30 dana). U Aziji se magla smanjuje ulazanjem u unutrašnjost kontinenta, a uz Bajkalsko jezero ima je u proljeće i jesen. Obale istočne Azije u jesen imaju advekcijsko-radijacijsku maglu. U ljetnim mjesecima vjetar donosi maglu na obalu s mora Dalekog istoka. U Sjevernoj Americi kordiljeri imaju u zimi visoku maglu, dok je u Appalachi brdima česta prizemna magla. Jaka magla je uz područja Velikih jezera u proljeće (50 dana). Južni dijelovi kontinenta u hladno doba imaju advekcijsko-radijacijske i frontalne magle. U Južnoj Americi obale Argentine također imaju znatno maglenih dana. Magla na Arktiku je česta: češća ljeti nego zimi (80 dana). Zimi je česta ledena magla.

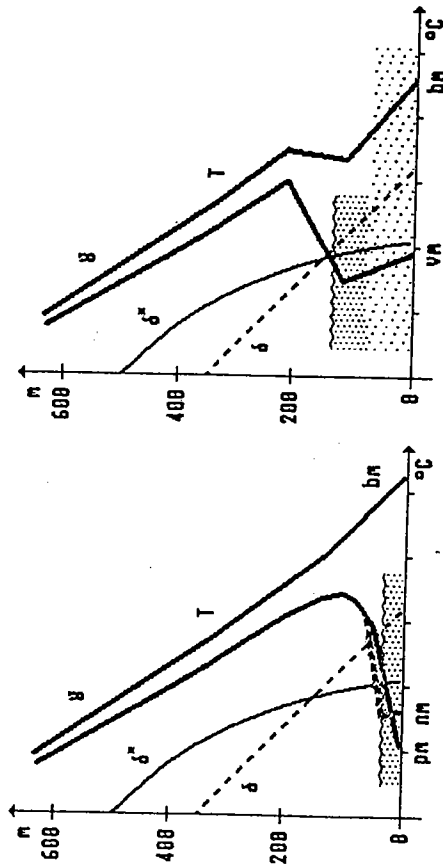
U nas u unutrašnjosti godišnje ima 30 do 60 dana s maglom, a ponegdje i 100 dana, dok se na Jadranu malokad pojavljuje, 1 do 5 dana u godini, najčešće u području Tršćanskog zaljeva, i to zimi kad vjetar donosi maglu iz Padske nizine i Istre.

Dnevni hod magle. Kako je uz određenu količinu vlage, osnovni uzrok stvaranja magle ohlađivanje zraka, postoji glede dnevnog hoda temperature i izraženi dnevni hod pojave magle s najvećom pojavom magle u jutarnjim satima i najrjeđom oko podneva ili u ranim poslijepodnevni satima, što znatno ovisi o godišnjem dobu. Izlaskom Sunca magla se obično pojača pa tek nakon toga slabi, što je izraženo u zimi pri radijacijskoj magli, kada je najjača, često jedan do dva sata nakon izlaska Sunca. Trajanje magle ovisi o uvjetima pri kojima nastaje (radijacijska, advekcijaska). Tako je radijacijska dugotrajnija u zimskim mjesecima nego u ljetnim. Takav primjer prikazuje tabl. 12.1, premda među navedenim podacima postoji znatan broj i drugih vrsta magle. Kratko-trajne magle (do jednog sata) su najčešće, no, postoje mnogobrojni slučajevi trajanja magli 4 do 8 sati, pogotovo u jesensko i zimsko doba.

Tabl. 12.1. Čestine (%) magle neprekidnog trajanja u satima prema ukupnom broju slučajeva s maglom (1163), Zagreb - Pleso (1966-1975)

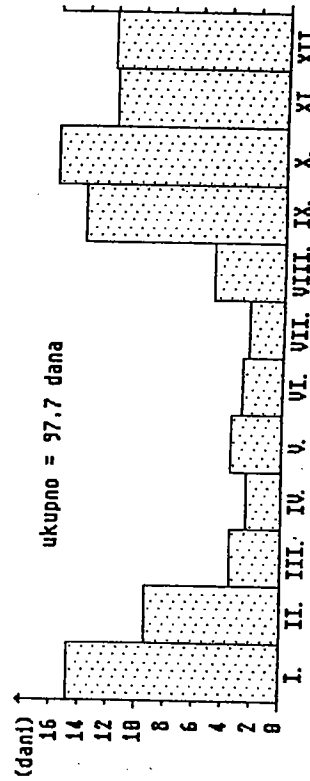
Sati	Mjesec												Ukupno
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
< 01	3.2	2.7	0.4	0.8	1.3	0.8	0.8	1.5	4.3	4.0	3.4	2.3	25.5
01-02	2.3	2.1	0.4	0.6	0.9	0.2	0.6	0.9	1.7	2.8	2.8	2.0	17.3
02-04	2.3	1.6	0.7	0.4	0.8	0.7	0.5	1.1	2.4	3.0	2.4	2.1	18.0
04-08	4.0	1.5	0.5	0.4	0.3	0.6	0.2	1.3	4.2	3.7	1.6	1.9	20.2
08-12	1.5	0.9	0.3				0.2	0.3	1.6	1.8	1.2	1.9	9.7
12-16	0.8	0.3	0.2					0.3	0.1	1.0	0.7	0.8	3.9
16-20	0.4	0.1								0.5	0.5	0.6	2.1
20-24	0.3	0.2								0.1	0.1	0.1	0.8
> 24	0.8	0.2								0.2	0.6	0.7	2.5
Ukupno	15.6	9.6	2.5	2.2	3.3	2.3	2.3	5.1	14.3	17.1	13.3	12.4	100.0

U dnevnom hodu promjene temperature zraka s visinom, u danima s maglom, pokazuju njihovu ovisnost o uspravnom prostiranju magle (sl. 12.5). Vrlo niske magle, tj. prizemna magla (na lijevoj strani slike označena s "pm") imaju uz tlo izraženu inverziju, dok pri nešto višim maglama ("nm") bogatijih vlagom, kada izgaravanje nije izraženo na površini tla, već na nekoj visini, krivulja stanja prikazuje lomove temperature crte. Nakon nestajanja magle ("bm") krivulja stanja je "izravnata" i prima vrijednosti temperaturnog gradijenta donjih slojeva troposfere. U danima s visokom maglom (desna strana slike - "vm") drukčiji je tip stabilnosti i oblik temperaturnih krivulja, koje su "izlomljene", a sve više se "izravnavaju" nestajanjem magle, te je pri tlu obično sumaglica.



Sl. 12.5. Promjene temperature zraka s visinom uz maglu, prizemna (pm), niska (nm) i visoka (vm) te nakon raspada magle (bm)

Godišnji hod magle ovisi o godišnjem hodu temperature i vlage. Dakako, pri relativnoj vlažnosti koja se približava vrijednostima bliskim 100% može se očekivati magla. Iznad kopna najviše je magle u hladnom i dovoljno vlažnom dijelu godine (prijelaz jesen u zimu), a ta magla je većinom radijacijskog podrijetla (sl. 12.6). Usporedba s podacima



Sl. 12.6. Godišnji hod broja dana s maglom, Zagreb - Pleso (1966-1975)

iz tablice 12.1. pokazuje jedva primjetno neslaganje, jer se "dan s maglom" bilježi neovisno o trajanju magle. U pojedinim slučajevima adveksijske ili frontalne magle, osnovnu sliku godišnjeg hoda mogu potpuno izmijeniti, ali redovito to nije dugotrajno. Iznad mora uvjeti su obrnuto: više magle ima u proljetnim ili ljetnim mjesecima, kad prevladavaju adveksijske magle.

## 12.5. Vidljivost

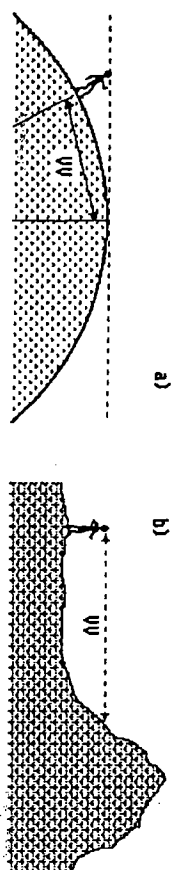
Da bi neki objekt (predmet) mogli vidjeti, potrebni su određeni uvjeti: osnovni preduvjet je izvor svjetlosti, motritelj mora imati normalan vid, jer se pri određivanju vidljivosti ne smiju koristiti pomoćni uređaji da bi se moglo što bolje vidjeti (dalekozor se isključuje). Svojstva objekta i svojstva puta od objekta do motritelja moraju omogućiti da objekt možemo vidjeti. Normalno ljudsko oko može razabrati predmete čija je kutna veličina oko 2". To istodobno znači da predmet mora imati plošnu veličinu veću od navedenog ograničenja, jer se vrlo tanka nit neovisno njezinoj duljini ne može normalno vidjeti. Važna je boja predmeta i pozadine; crni se predmet na crnoj pozadini ne vidi, ali se vidi na bijeloj. Kako je zrak skup molekula, na njima se zrake svjetlosti rasipaju, te se udaljeni objekti slabije razabiru, što znači da kontrast ima važnu ulogu i svojstvo, koje omogućuje da se predmet razlikuje od pozadine po svojoj svjetlini i/ili boji. Brdo se bolje vidi nego npr. jedan vitak dimnjak na istoj udaljenosti, odnosno taman predmet na svijetloj pozadini bolje se vidi nego isto takav svijetli predmet na tamnoj pozadini.

Naposlijetku, u meteorološkom smislu najvažniju ulogu za vidljivost, uz položaj nebeskih tijela, ima stanje atmosfere, tj. prisutnost proizvoda vodene pare i ostalih primjesa, te se govori o čistoći ili prozirnosti atmosfere. Boja neba, uz vodenu paru i njezine proizvode, ovisi o veličini i broju čestica aerosola. Kako čestice vrlo malih veličina daju vrlo veliko raspršeno odbijanje zračenja malih valnih duljina, u atmosferi se mnogo više rasipa ultraljubičasti, ljubičasti i plavi dio spektra, jer se upadno Sunčevo zračenje raspršava uglavnom na molekulama zraka i nešto na sitnim česticama, te nebo poprima plavu boju. Krupnije čestice rasipaju sve dijelove spektra. Nešto više rasipaju infracrveni dio spektra, pa nebo postaje sivo.

Pod vidljivošću (visibility; Sicht) u nekom određenom smjeru smatra se krajnja daljina motrenja na kojoj približavanjem neki objekt postaje vidljiv ili udaljavanjem prestaje biti vidljiv.

Postoje dva tipa vidljivosti određena geometrijskim svojstvima Zemlje: geodetska i topografska.

Geodetska vidljivost određena je zakrivljenošću Zemljine kugle (sl. 12.7. a). Ipak se za neko mjesto ova vidljivost može djelomično povećati promjenom visine položaja motritelja. Što je motritelj na većoj nadmorskoj visini, ima mogućnost za veću vidljivost (tabl. 12.2). Tipičan je primjer opažanje broda na otvorenom moru, čiji se jarboli zadnji vide pri odlasku broda, ali se prvi vide pri dolasku.



Sl. 127. Vidljivost: a) geodetska b) topografska

Tabl. 122. Geodetska vidljivost

Visina (km)	0.1	0.5	1	2	4	6	8	10
Vidljivost (km)	38	86	121	171	242	296	342	383

Topografska vidljivost određena je oblikom Zemljine površine (brda, šume, zgrade i slične prirodne ili umjetne prepreke) (sl. 12.7. b). I ta vidljivost za neko mjesto može se djelomično povećati promjenom visine položaja motritelja; motritelj na većoj nadmorskoj visini ima mogućnost za veću vidljivost.

Geometrijska vidljivost (geodetska i topografska) mora se dodatno ispraviti glede loma svjetlosti u atmosferi. Tako ispravljena vidljivost može znatno odstupati od onih u tablici 12.2.

Lom svjetla (refrakcija) (refraction; Refraktion). Zemljina atmosfera nije jednolika. Stoga se ni svjetlost u njoj ne širi po jednostavnim fizikalnim zakonima, to više što su optička svojstva atmosfere promjenljiva. To se najbolje očituje pri lomu svjetlosti. Srednja vrijednost indeksa loma svjetlosti u atmosferi za vidljivi dio spektra jest 1.000 294, i manja je za veće valne duljine, a veća za manje. Kako je atmosfera u obliku zakrivljenih slojeva i kako se gustoća zraka osjetno smanjuje s visinom, to se veličina loma svjetlosti znatno mijenja s visinom. Astronomska refrakcija pojavljuje se kad je izvor svjetlosti izvan atmosfere, u svemiru. Tada se čini da je izvor svjetlosti na većoj visini, negoli je u stvarnosti, a put svjetlosti je duži što je izvor svjetlosti bliže horizontu. Tako se Sunce pa i ostala nebeska tijela vide i nakon što su zašli ispod geometrijskog horizonta. Zato je u umjerenim zemljopisnim širinama dan duži za 8 do 12 minuta, a u polarnim područjima znatno više. Koliki je lom, tj. astronomska refrakcija ovisno o zenitnoj udaljenosti, pokazuje tablica 12.3. Zemaljska refrakcija pojavljuje se kad je izvor svjetlosti u atmosferi, a kut loma bit će veći ako je veća udaljenost izvora svjetlosti od motritelja. Tako je za udaljenost 10 km kut loma 20", za 40 km je 40". To su razlozi da se pri širenju svjetlosti na veće udaljenosti moraju prihvatiti odgovarajući ispravci. Zbog loma se pojavljuje pojava spuštavanja (depresije) prividnog horizonta (snižavanje i udaljavanje horizonta) (tabl. 12.4). Uz vrlo čistu atmosferu i jaku prizemnu temperaturu inverziju mogu se na moru vidjeti vrlo udaljene obale ili u planinama vrlo udaljene planine, koje se inače ne vide. Pri vrlo velikim temperaturnim gradientima (veliki gradienti gustoće zraka) pojavljuje se izrazit lom svjetla, te nastaju pojedine optičke pojave - zrcaljenja.

Tabl. 123. Astronomska refrakcija

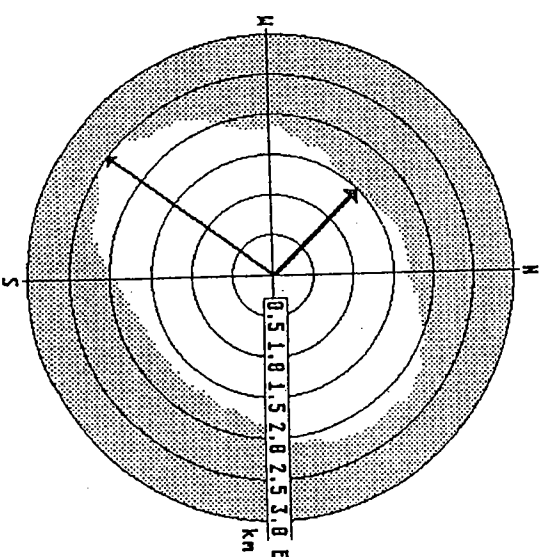
Zenitna udaljenost (°)	0	30	60	70	80	85	88	89	89.3	89.7	90	90.1
Astronomska refrakcija (")	0	0.6	1.7	2.6	5.3	9.8	18.2	24.4	27.3	30.9	34.9	36.8

Tabl. 124. Spuštavanje i proširenje horizonta zbog loma

Visina motritelja nad lom	(m)	1	10	100	1000
Geodetsko spuštavanje	(°')	2'	6'	21'	105'
Morsno spuštavanje	(°')	2'	5'	19'	10'
Geometrijska udaljenost horizonta	(km)	3.5	11	36	113
Morsna udaljenost horizonta	(km)	4.0	12	38	122

Zrake svjetlosti od izvora (koji je blizu horizonta) dolaze do oka motritelja raznim putovima, lomeći se na slojevima zraka raznih gustoća, te slika predmeta može biti više ili manje izobličena ili potpuno okrenuta ili ih ima više.

Položaj Sunca odnosno Mjeseca kao temeljnih prirodnih izvora svjetlosti važan je u odnosu prema snjenu opažanja. Tijekom svjetloga dana jela dana povoljnije je za motritelja koji gleda neki objekt da ga Sunce obasjava s leđa. Tada je veća vidljivost nego ako gleda prema Suncu, jer nije zaslijepljen raspršenim Sunčevim zrakama. Slično vrijedi i za ostale izvore jake svjetlosti. Tijekom noći, pri mjesecini, povoljnije je gledati prema Mjesecu jer je vidljivost bolja.



Sl. 128. Meteorološka vidljivost

vidljivosti prema smjerovima motrenja može biti vodoravna, uspravna i kosa.

Meteorološka (vodoravna) vidljivost najčešće se primjenjuje. Odraduje se motrenjem objekata ili predmeta - orijentira i repera, za koje je poznat njihov smjer, odnosno udaljenost od mjesta motrenja. To su planinski vrhunci, obale, rubovi šuma ili skupine drveća, crkveni tornjevi, industrijski dimnjaci, velike zgrade, mostovi i slično, odnosno za manje udaljenosti pojedine pravilno raspoređene ploče. Meteorološka vidljivost je najmanja vidljivost u krugu od 360°. Za uvjete na slici 12.8. to je 1.5 km, jer je tolika vidljivost u smjeru sjeverozapada, neovisno o tome što je u ostalim smjerovima veća. Izuzetno, ali uz posebnu naznaku, može se reći da je vidljivost u smjeru jugozapada veća i iznosi 2.5 km. Osim određivanja uz pomoć orijentira i repera, vidljivost se mjeri instrumentalno određujući prozračnost dijela atmosfere za određeni dio spektra. Određivanje meteorološke vidljivosti ne odnosi se samo na prizemne slojeve atmosfere, nego vrijedi i za bilo koju visinu. Problem je u preciznosti mjerenja, a obično se procjenjuje.

Uspravna (vertikalna) vidljivost prikazuje uspravnu prozračnost atmosfere, neovisno o uzrocima (magla, oblak uz Zemljinu površinu, os-tale primjese). Valja razlikovati visinu podnice oblaka od uspravne vidljivosti.

Kosa vidljivost posebna je vrsta vidljivosti koja se primjenjuje u zrakoplovstvu. Obično se primjenjuje uzduž uzletno-sletne staze, što znači da se ona određuje u smjeru protezanja piste. Budući da se ova vidljivost ne može izravno mjeriti na pisti, razrađene su tehnike i instrumenti kojima se to posredno određuje. Ova vidljivost najčešće je jednaka ili veća od meteorološke vidljivosti.

Vidljivost je posebno važna u prometu, pa se razmatra odvojeno dnevna i noćna vidljivost.

Meteorološka vidljivost danju. Obično se danju objekti promatraju na svijetloj pozadini neba. Ipak, danju vidljivost ovisi o mnogim čimbenicima: o svjetlosnom stanju atmosfere određenom slabljenjem svjetlosnog snopa od objekta do motritelja te česticama na kojima se svjetlost raspršuje, zatim o svojstvima motiranog objekta (kutna veličina, oblik, boja, stupanj odbijanja svjetla od objekta i drugo), svojstvima pozadine (njegove svjetline, boje i drugo), o stupnju osvijetljenosti te o fiziološkim svojstvima motritelja. Zrake svjetlosti se na putu od objekta do motritelja raspršuju i za dovoljno veliku udaljenost to raspršenje dose-gne graničnu vrijednost za kontrast, te se objekt više ne može vidjeti. Prag kontrastne osjetljivosti oka  $\epsilon_d$  za gubitak vidljivosti objekta jest 0.02 i ovisi o kutnoj veličini objekta. Za predmete kutnih veličina većih od 20' kontrastna osjetljivost oka ne ovisi o osvijetljenosti i veličini objekta. Meteorološka vidljivost danju se određuje kao:

$$V_d = \frac{\ln \epsilon_d}{k(\lambda)}, \quad 12(1)$$

gdje je  $k(\lambda)$  pokazatelj slabljenja svjetlosti u atmosferi, koji ovisi o

valnoj duljini svjetlosti. Za čistu atmosferu vidljivost doseže vrijednosti oko 400 km. Veličina  $k(\lambda)$  određuje se prema slabljenju svjetla na određenoj udaljenosti.

Meteorološka vidljivost noću (i u sumraku) određuje se iz vidljivosti umjetnih izvora svjetlosti (električna svjetla). Stoga je nužno uz udaljenost  $V_n$  znati i jakost izvora svjetla I. Ujedno se traži povezanost noćne i dnevne vidljivosti. Izvor svjetlosti vidjet će se sve dok osvijetljenje bude veće od praga svjetlosne osjetljivosti oka  $\epsilon_n$ , tj. najmanjeg osvijetljavanja koje oko može zamijetiti. Za najmanje osvijetljenje uzima se 2·10<sup>-7</sup> lx:

$$V_n^2 e^{k(\lambda)} V_n = \frac{I}{\epsilon_n}. \quad 12(2)$$

Tako se npr. u danim uvjetima žarulja snage 200 W vidi noću na udaljenosti 2000 m, što odgovara dnevnoj vidljivosti od 1300 m.

Ovisno o dobu dana (dan/noć), uz uvjet nepromijenjenih dnevnih hodova meteoroloških procesa, vidljivost se znatno mijenja, što prikazuju pojedini rezultati mjerenja (tabl. 12.5).

Tabl. 12.5. Promjene vidljivosti (km) uz iste meteorološke uvjete

Dan	0.1	0.9	3.6	8	16	80
Noć (žarulja 100 W)	0.2	1.4	3.6	6.4	8	18

Uočava se da se u danima sa slabom vidljivošću orijentiri (objekt tijekom dnevnih sati vide lošije od onih tijekom noćnih (žarulja), odnosno da se u danima s dobrom vidljivošću orijentiri tijekom dnevnih sati vide bolje od onih tijekom noćnih sati. To se svojstvo primjenjuje u mnogim prilikama pri lošoj vidljivosti. Pri polijetanju odnosno prilazu i slijetanju zrakoplova, duž piste se pale posebna svjetla promjenljive jakosti, koja pomažu pilotu. Slično tome i svjetionici na moru, hridinama i lukama pomažu plovidbi, a u mnogim slučajevima uključivanje svjetala znači "biti viđen", a ne vidjeti.

Smanjena vidljivost ovisi o pojavi magle, sumaglice, jake oborine (kiša, snijeg), snježne vijavice, morskog dima, pijavice, tj. o hidrometeorima koji lebde i smanjuju vidljivost, padaju iz atmosfere i koji su u svezi s vjetrom. Vidljivost je zatim određena dimom, prašinom i pijeskom (s vjetrom i bez njega), tj. litometeorima (točka 13), te ovisi o njihovim zemljopisnim, dnevnim i sezonskim promjenama.

Niski oblaci s izrazito niskom podnicom (stotinu metara do nekoliko desetaka metara ili i niže) često su rastrgani i razbacani po nebu s raspršenom podnicom, kojoj je teško odrediti granicu, što je osobito izraženo u planinskim područjima. Niski oblaci ili njihovi dijelovi u dodiru s brdom zahvaćaju površinu tla, te se govori o magli, a to se povezuje sa slabom vidljivošću.

Slaba vidljivost ovisi o atmosferskoj stabilnosti. Pri stabilnoj at-



mosferi (slojevi izotermije i inverzije) vidljivost je loša jer se ispod gornje granice inverzije skupljaju razne primjese u atmosferi te proizvodi ukapljivanja. Prizemna inverzija dovodi, uz ostalo, do magle, a višinska do slojevitih oblaka. U nestabilnoj atmosferi vidljivost je dobra osim u području pljuskovitih oborina. Općenito, najbolja vidljivost je pri prodoru hladnoga arktičkog zraka, kad u povoljnim uvjetima može iznositi 100, pa i 200 km.

Dnevni i godišnji hod vidljivosti povezan je s količinom proizvodnja ukapljivanja vodene pare, zatim količinom dima, prašine i drugih primjesa. Tako je tijekom dana najlošija vidljivost u jutarnjim satima, često poslije izlaska Sunca. Na kopnu je to izraženo u zimskim mjesecima, a na moru češće u ljetnim.

Dopunska literatura

England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
Makjanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.  
Matveev, L.T., 1984: *Kurs obšči meteorologii*. Gidrometeorizdat, Leningrad, 751.

13. METEORI

Meteor je pojava koja se uočava u atmosferi ili na Zemljinoj površini. Ta pojava može biti skup lebedećih tekućih ili krutih čestica, vodennih ili ne, oborina, talog ili naslaga, a može biti svjetlosne ili električne naravi.

Postoje četiri skupine meteora: hidrometeor, litometeor, fotometeor, elektrometeor.

Hidrometeor su skup proizvoda vodene pare, tekućih i / ili krutih čestica koji lebde, padaju ili su nataloženi iz atmosfere, ili su vjetrom dignuti sa Zemljine površine, ili su nataloženi na predmetima na tlu ili u slobodnoj atmosferi. Hidrometeor se mogu razvrstati na više načina:

- ≡ (1) uz oblake u atmosferi lebde te smanjuju vidljivost:
- ≡ magla (engleski: fog; njemački: Nebel) - vidljivost < 1 km,
- ≡ sumaglica (misti; Dunst) - vidljivost ≥ 1 km.
- To je lebdenje u zraku vrlo sitnih, obično mikroskopski sitnih vodenih kapljica koje smanjuju vidljivost na Zemljinoj površini.
- U praksi pojam "magla" rabi se kad hidrometeor magla smanjuje vodoravnu vidljivost na Zemljinoj površini manje od 1 km, a pojam "sumaglica" rabi se kad hidrometeor magla ne smanjuje vodoravnu vidljivost na Zemljinoj površini manje od 1 km.
- ≡ ledena magla (ice fog; Frostnebel) - lebdenje u zraku brojnih vrlo sitnih ledenih čestica, koje smanjuju vidljivost na Zemljinoj površini.
- ≡ magla uz vidljivo nebo (fog, sky visible; Nebel, Himmel sichtbar) - magla, kroz koju motritelj vidi nebo, oblake ili slično.
- ≡ niska magla (ground fog; Bodennebel) - tanki sloj magle koja je izrazito gusta neposredno iznad tla, a u razini oka motritelja je nema.
- ≡ magla u krpama (fog patches; Nebelstreifen) - magla u pramenovima, ne mora biti na meteorološkoj postaji.
- ≡ dolinska magla (valley fog; Talnebel) - magla u dolini, ispod razine postaje.
- ≡ privjetrinska magla (upslope fog; Hangnebel) - magla na obronku brda, iznad razine postaje.

(II) hidrometeor padaju iz atmosfere na Zemljinu površinu ili predmete na njoj ili u atmosferi:

- kiša (rain; Regen) - padanje vodenih kapi iz oblaka.  
Promjer je veći od 0.5 mm ili u obliku manjih raspršenih kapljica: pada iz As, Ns, Sc, Cu, Cb.
- prehladna kiša (supercooled rain; Regen, gefrierend) - kiša s temperaturnama kapi nižim od 0°C. Smrzavaju se pri dodiru s tlom, s

96  
predmetima na Zemljinoj površini ili sa zrakoplovima u letu. Kapi prehladne kiše u mješavini vode i leda imaju temperaturu 0 °C.

Na podlozi tvori ledenu koricu, stvara se poledica; ne pada kao pljusak; pada iz Ns, Cb.

rosulja (drizzle; Sprühregen) - prilično jednolična oborina vrlo sitnih vodenih kapljica vrlo blizu jedna drugoj, koje padaju iz oblaka. Promjer kapljica obično je manji od 0.5 mm.

Kapljice gotovo lebde u zraku, i najslabije zračne struje ih zanose; pada iz St. prehladna rosulja (supercooled drizzle; Sprühregen, gefrierend) - rosulja s temperaturama kapljica nižim od 0 °C. Smrzavaju se pri dodiru s tlom, s predmetima na Zemljinoj površini ili sa zrakoplovima u letu. Kapljice prehladne rosulje u mješavini voda i led imaju temperaturu 0 °C.

Na podlozi tvori ledenu koricu, stvara se poledica; ne pada kao pljusak. \* snijeg (snow; Schnee) - padanje pojedinačnih ili spojenih ledenih kristala iz oblaka.

Kristali su većinom razgranati, a katkad zvjezdasti. Pri temperaturi većoj od -5 °C kristali su obično slijepljeni u pahuljice; pada iz As, Ns, Sc, St, Cb.

znati snijeg (snow grains; Schneegriesel) - padanje vrlo sitnih, neprozirnih i bijelih ledenih čestica iz oblaka. Ove čestice su prilično plosnate ili dugoljaste; promjer im je obično manji od 1 mm.

Pada u malim količinama pri temperaturama nižim od 0 °C; ne pada kao pljusak; pada iz St, magle.

solika (snow pellets; Reifgraupe) - padanje bijelih i neprozirnih ledenih čestica iz oblaka. Ove čestice su općenito čunjaste ili okrugle. Njihov promjer može doseći 5 mm.

Može se malo stisnuti; pada sa snijegom ili kišom pri temperaturi oko 0 °C ili im često prethodi; pada kao pljusak; pada iz Sc, Cb.

ledene iglice (diamond dust; Eiskorn) - padanje iz vedra neba vrlo sitnih ledenih kristalica, često tako tankih da izgleda kao da lebde u zraku.

Kristalici su u obliku iglica, štapića ili pločica, mogu padati iz prozračnog oblaka ili iz vedrog neba, i to pri vrlo niskim temperaturama; bijeskaju na suncu; padaju u neznatnim količinama.

▲ tuča (hail; Hagel) - padanje bilo prozirnih ili djelomično ili potpuno neprozirnih zrna leda (zrna tuče), obično okruglih, čunjastih ili nepravilnih oblika, promjera vrlo općenito između 5 i 50 mm, koja padaju iz oblaka pojedinačno ili spojena u nepravilne grude.

Komadi leda mogu imati promjer katkad i veći od 50 mm; imaju slojeviti ustroj. Pada pri jakim i dugotrajnim gmljavinama, a nikad pri temperaturi zračka nižoj od 0 °C; pada iz Cb.

▲ ledena zrna (small hail; Eiskörner) - padanje prozračnih ledenih čestica iz oblaka. Ove čestice su gotovo uvijek okrugle, a pokatkad su čunjastog oblika. Njihov promjer može doseći i štovise premašiti 5 mm.

Smrznute kišne kapljice, čvrste, pri padanju na čvrsto tlo šušte; pada često pomiješano s prozračnom kišom pri temperaturama oko ili ispod 0 °C; ne pada kao pljusak.

▲ sugradica (sulfur) (ice pellets; Frostgraupe) - padanje prozirnih ledenih čestica iz oblaka. Ove su čestice obično okrugle ili nepravilne,

malokad čunjastog oblika. Njihov promjer je manji od 5 mm.

Meka mutna snježna jezgra omotana tankim slojem leda, dosta čvrsta, pada često zajedno s kišom pri temperaturama višim od 0 °C; vlažna je; pada kao pljusak; pada iz As, Ns, Cb.

(III) hidrometeor i svezi s vjetrom:

+ snježna vijavica (drifting snow and blowing snow; Schneesturm) - mnoštvo čestica snijega podignutih s tla dovoljno jakim i turbulentnim vjetrom.

+ Čestice snijega ne padaju iz oblaka. Vodoravna vidljivost je smanjena.

a) niska snježna vijavica (drifting snow; Schneefegen) - mnoštvo čestica snijega podignutih vjetrom na malu visinu iznad tla.

+ Vodoravna vidljivost na razini oka motritelja nije osjetno smanjena. b) visoka snježna vijavica (blowing snow; Schneetreiben) - mnoštvo čestica snijega podignutih vjetrom na umjerenu ili veliku visinu iznad tla.

+ Vodoravna vidljivost na razini oka motritelja obično je vrlo slaba.

o) morski dim (spray; Seesprüh) - mnoštvo vodenih kapljica, strgnutih vjetrom s prostrane vodene površine, obično s kriješta valova, podignute i nošene na manju udaljenost u zraku.

(IV) hidrometeor nataloženi na Zemljinoj površini ili predmetima na njoj ili u atmosferi:

b) izmaglica (deposit of fog droplets; abgesetzte Nebeltröpfchen) - naslaga toplih vodenih kapljica magle (ili oblaka) na predmetima kojima je temperatura viša od 0 °C.

o) rosa (dew; Tau) - naslaga vodenih kapljica na predmetima nastalima ukapljivanjem vodene pare iz okolnog zraka.

a) radijacijska rosa (dew proper; Strahlungstau) - naslaga vodenih kapljica nastala na predmetima, čija površina je dovoljno ohlađena, općenito noćnim zračenjem, da dovodi do ukapljivanja vodene pare iz okolnog zraka.

Kapljice su na vodoravnim i uspravnim predmetima; nastaje u vedroj ili u malo oblačnoj noći.

d) b) advekcijaska rosa (advection dew; Advektionstau) - naslaga vodenih kapljica nastala na predmetima, čija površina je dovoljno ohlađena, da dovodi do ukapljivanja vodene pare sadržane u nailazećem zraku, u dodiru s tom površinom, obično u procesima advekcije.

Kapljice su naročito na uspravnim predmetima; nastaje pri velikoj vlazi zraka, ali ne u magli.

▲ bijela rosa (white dew; weißer Tau) - naslaga bijelih smrznutih kapljica rose.

o) mraz (hoar frost; Reif) - naslaga leda na predmetima općenito kristalnog izgleda, nastala depozicijom vodene pare iz okolnog zraka. Javlja se pri temperaturi nižoj od 0 °C.

o) a) radijacijski mraz (hoar frost proper; Strahlungsreif) - naslaga leda koja općenito poprima oblik ljuskica, iglica, perja ili lepezica i koja nastaje na predmetima čija je površina dovoljno ohlađena, općenito noćnim zračenjem da dovede do depozicije vodene pare sadr-

žane u okolnom zraku.

1 Javlja se u vedroj ili u malo oblačnoj noći.

b) advekcijски mraz (advection hoar frost; Advektionsreif) - naslaga leda koja općenito poprma kristalni izgled i koja nastaje na predmetima čija je površina je dovoljno hladna da dovede do depozicije vodene pare sadržane u nailazećem zraku u dodiru s tom površinom, obično u procesima advekcije.

Nastaje naročito na uspravnim predmetima; nastaje pri velikoj vlazi zraka, ali ne u magli.

V Inje (rime; Nebelfrostablagerungen) - naslaga leda, općenito nastala smrzavanjem prehladne magle ili oblačnih kapljica na predmetima čija je površinska temperatura ispod ili malo iznad 0 °C.

Nastaje osobito na uspravnim predmetima; istodobno postoji i depozicija: naslaga leda raste na strani nalaska vjetrova.

V a) meko inje (soft rime; Rauhreif) - krhko inje sastavljeno uglavnom od tankih iglica ili ljuskica leda.

Nastaje depozicijom, slabo se drži podloge i lomljivo je; vlažnost je oko i preko 90 %, moguća magla; slab vjetar; temperature redovito niže od -8 °C.

b) tvrdo inje (hard rime; Rauheis) - zrnato inje, obično bijelo, ukrašeno s kristalno zrnatim grančicama leda, više ili manje odvojeni uhvaćenim zrakom.

Nastaje brzim smrzavanjem maglenih kapljica, dobro se drži podloge; vjetar potpomaže tvorbu; temperature -2 °C do -10 °C i hladnije.

X c) bistri led (clear ice; Klareis) - glatko zbijeno inje, obično prozorno, prilično bezlično, s grubom površinom, i izgledom nalik na poledicu.

Nastaje laganim smrzavanjem kapljica prehladne magle, čvrsto se drži podloge; vjetar potpomaže tvorbu; temperature 0 °C do -3 °C.

~ poledica (glaze; Glatteis) - glatka zbijena naslaga leda, obično prozorna, nastala smrzavanjem prehladnih kapljica rosulje ili kiše na predmetima čija je površinska temperatura ispod ili malo iznad 0 °C.

Napomena: Poledicu na tlu ne zamijeni s površinskim ledom.

≈ površinski led (groud ice; Eisglätte) - nastaje na površini tla smrzavanjem vode:

a) oborinska voda toplih kapljica kiše ili rosulje naknadno se smrzava na tlu,

b) snijeg na tlu smrzava se ponovo nakon potpunog ili djelomičnog otapanja ili

c) snijeg na tlu zbije se i otvrdne djelovanjem prometa.

(V) hidrometeor u svezi s vrtloženjem vjetrova:

I pijavica (spout; Trombe) - pojava se sastoji od često žestokog vrtložnog vjetrova, pokazujući prisutnost oblačnog stupa ili okrenutog oblačnog čunja (vijekasti oblak), protegnutog od podnice Cumulonimbusa, i od "groma" sastavljena od vodenih kapljica dižućih s morske površine ili od prašine, pijeska ili dižućeg smeća s tla.

Posebna i dodatna svojstva su:

\* susnježica (rain with snow; Schneeregen) - istodobno padanje kiše i

188

snijega,

▽ pijusak (shower; Schauer) - iznenadna oborina promjenjive jačine; (V) - kišni pijusak; ♀ - snježni pijusak; ♀ - tučni pijusak i sl.).

\* mećava - padanje snijega uz jak vjetar i smanjenu vidljivost.

\* snježni pokrivač (snow cover; Schneedecke) - tlo potpuno pokriveno snijegom, visina snijega obično preko 1 cm.

\* nepotpuni snježni pokrivač - tlo pokriveno snijegom 50 - 100 %.

\* djelomični snježni pokrivač - tlo pokriveno snijegom 10 - 50 %.

\* snježne krpe - tlo pokriveno snijegom do 10 %.

\* ugačani snijeg (snow ice; Schneeglätte) - pokrivač utabanog snježnog pokrivača na tlu.

Litometeor je skup čestica koje su većinom krute, a ne tekuće. Čestice više-manje dugo lebde u atmosferi jer su mikroskopski sitne i vrlo lagane, a podignute su vjetrom sa Zemljine površine. Litometeori se pojavljuju u dvije skupine:

(I) skup lebedećih čestica u atmosferi:

∞ suba mutnoća (haze; Dunst) - lebdenje u zraku vrlo sitnih, suhih čestica nevidljivih golom oku, dovoljno brojnih da daju zraku izgled preljevanja opala.

Okolica je obavijena jednoličnom koprenom, a boje su oslabljene; prema tamnoj pozadini koprena je plavkasta, a prema svjetlijoj mutno žuta ili crenkasta; vidljivost je između 1 i 8 km.

S prašinska mutnoća (dust haze; Straubdunst) - lebdenje u zraku prašine ili sitnih čestica pijeska, podignutih s tla prašinskom ili pješčanom olujom prije vremena motrenja.

<sup>no</sup> dim (smoke; Rauch) - lebdenje u zraku sitnih čestica nastalih izgaranjem.

✓ (II) litometeori koji su dignuti vjetrom:

\$ prašinska ili pješčana vijavica (drifting and blowing dust or sand; Sandregen / treiben Staub) - skup čestica prašine ili pijeska uzdignut s tla, na postaji ili u njezinoj blizini, na malu ili umjerenu visinu, dovoljno jakim i turbulentnim vjetrom.

\$ a) niska prašinska ili pješčana vijavica (drifting dust or drifting sand; Sandregen Staub) - prašina ili pijesak, uzdignuti vjetrom s tla do malih visina. Vidljivost na visini oka motritelja nije osjetno smanjena.

b) visoka prašinska ili pješčana vijavica (blowing dust or blowing sand; Sandtreiben Staub) - prašina ili pijesak, uzdignuti vjetrom s tla do umjerenih visina. Vodoravna vidljivost na visini oka motritelja osjetno je smanjena.

S prašinska ili pješčana oluja (dust storm or sandstorm; Sturm) - skup čestica prašine ili pijeska, snažno uzdignute jakim i turbulentnim vjetrom s tla do velikih visina. Prednji dio prašinske ili pješčane oluje može imati izgled širokog i visokog zida (zid prašine ili pijeska).

B prašinski ili pješčani vrtlog (dust whirl or sand whirl - dust devil; Wirbel) - skup čestica prašine ili pijeska, koje su često praćene malim smećem, uzdignute s tla u obliku vrtložnog stupa različite visine,

malog promjera i približno uspravne osovine.

Fotometeor je svjetlosna pojava uzrokovana odbijanjem (refleksija), lomom (refrakcija), ogibom (difrakcija) ili miješanjem (interferencija) Sunčeve ili Mjesečeve svjetlosti.

⊕ Sunčev halo (halo, sun; Sonnenring),  
 ⊖ Mjesečev halo (halo, moon; Mondring) - halo (halo phenomena; Ring) - skup svjetlosnih pojava u obliku prstenova, lukova, stupova ili svjetlosnih točaka nastalih lomom ili odbijanjem svjetlosti na ledenim kristalima koji lebde u atmosferi (ci-rusni oblaci, ledene iglice itd.). U halo pojave pripadaju:

a) mali halo (small halo; kleiner Ring) je svjetleći prsten kutnog polumjera 22° sa svjetlom u središtu, obično sa slabim crvenim rubom iznutra, samo katkad s ljubičastim rubom izvana. Ovo je najčešći halo.

Katkad se boje ne razlikuju, već se vidi samo bijelkasti krug, a često se vidi samo dio prstena.

b) veliki halo (large halo; großer Ring) je svjetleći prsten kutnog polumjera 46°, manje je svijetao i rjeđi nego mali halo.

Boje su iste kao i kod malog haloa.

⊙ c) bijeli svjetlosni stup (luminous pillar; Lichtsäulen) ima oblik isprekidane ili cijele uspravne svjetlosne pruge, koja se može vidjeti iznad i ispod Sunca ili Mjeseca.

To su dijelovi uspravne kružnice kad ova nije potpuno razvijena.

d) gornji i donji tangentni lukovi (upper and lower tangent arcs; oberer und unterer Berührungsbogen) ponekad se vide izvan malog ili velikog haloa; dodiruju kružnicu haloa na najvišoj i najnižoj točki. Lukovi su često kratki i mogu se smanjiti na svijetlu mrlju.

e) gornji i donji cirkumzenitni lukovi (upper and lower circumzenithal arcs; oberer und unterer Zirkumzenitalkreis): gornji cirkumzenitni luk je oštro zakrivljen luk male vodoravne kružnice blizu horizonta. Svijetlo obojen crveno s vanjske i ljubičasto s unutarnje strane. Donji cirkumzenitni luk je plosnata vodoravna kružnica blizu horizonta.

f) parhelijska kružnica (parhelic circle; Horizontalkreis) je bijela vodoravna kružnica na istoj kutnoj visini kao Sunce. Svijetle mrlje (pasunca) mogu se vidjeti na određenim točkama parhelijske kružnice. Ove se mrlje pojavljuju najčešće malo izvan malog haloa (parhelijska, često sjajno obojene), povremeno na azimutnoj udaljenosti 120° od Sunca (parantheilija) i vrlo rijetko nasuprot Sunca (antheilija).

g) pasunce (undersun; Nebensonne) se pojavljuju uspravno ispod Sunca u obliku sjajno bijele mrlje slično slici Sunca na mirnoj vodenoj površini.

Odgovarajuće pojave za Mjesec jesu paraselenska kružnica, paraselena, parantiselena i antiselena.

⊕ Sunčev vijenac (corona, sun; Sonnenhof),  
 ⊖ Mjesečev vijenac (corona, moon; Mondhof) - vijenac je jedan ili niz (malokad više od tri) obojenih prstenova, razmjerno malog promjera, centriran oko Sunca ili Mjeseca.

Boje su: plava iznutra i crvena izvana (obrnuto od haloa). Nastaje ogibom

svjetlosti na vodenim kapljicama oblaka

⊙ svjetlucanje (irizacija) (irisation; Irisierende Wolken) - predočuje boje koje se pojavljuju na oblacima, ponekad pomiješane, ponekad u prugama gotovo paralelnim s rubom oblaka. Prevladavaju zelena i ružičasta boja, često u pasteinim tonovima.

Često se pojavljuje na Ac.

⊕ glorijska (glory; Glorie) - jedan ili niz obojenih prstenova koje vidi motritelj oko vlastite sjene na oblaku, sastavljenom uglavnom od mnogobrojnih malih vodenih kapljica, na magli ili veoma rijetko na rosi. Napomena: Kad je sjena veoma velika, jer su oblaci ili magla blizu motritelju, zove se brokenska sablast (spektar), neovisno o tome da li se obojena glorijska vidi ili ne.

Motritelji u zraku često vide glorijsku oko sjene zrakoplova u kojem lete.

⊙ duga (rainbow; Regenbogen) - skupina koncentričnih lukova u boja-ma od ljubičaste do crvene, nastale na "zastoru" od vodenih kapljica (kiša, rosulja, magla) u atmosferi zbog loma svjetla Sunca ili Mjeseca. Nastaje lomom i odbijanjem svjetla na kapima; Sunce je iza, a duga ispred motritelja.

glavna duga ljubičasta je iznutra (polumjer 40°) i crvena izvana (polumjer 42°); sporedna duga, koja je mnogo svjetlija, pokazuje crveno iznutra (polumjer 50°) i ljubičasto izvana (polumjer 54°).

bijela duga je glavna duga sastavljena od bijelog snopa koji se pojavljuje na zastoru magle ili sumaglice; obično je obruhljena crveno izvana i plavo iznutra.

Posebna i dodatna svojstva jesu:

⊙ Bishopov prsten (Bishop's ring; Aureole) - bijelkasti prsten oko Sunca ili Mjeseca sa slabom plavkastom sjenom iznutra i crvenkasto smeđom izvana. Nastaje ogibom svjetla koje prolazi kroz oblak vrlo fine vulkanske prašine.

⊗ zračno zrcaljenje (mirage; Luftspiegelung) - svjetlosna pojava koja se sastoji od slika udaljenih objekata. Slike mogu biti stalne ili trespave, jednostruke ili višestruke, uspravne ili okrenute, uspravno povećane ili smanjene. Razlikuje se gornje, donje, bočno zračno zrcaljenje i fata-morgana.

Nastaje lomom svjetla na slojevima zraka pri vrlo velikim promjenama temperaturnih gradijenata (veliki gradijenati gustoće zraka) i ujedno velikog indeksa loma svjetla. Pojavljuje se u najnižim slojevima atmosfere.

✓ Elektrometeor je vidljivo ili čujno očitovanje atmosferskog elektri-citeta.

⊗ grmljavina (thunderstorm; Gewitter) - jedno je ili više naglih elek-tričnih pražnjenja (munja) očitovanih kao bljesak svjetlosti (sijevanje) i oštro ili potmulog zvuka (grmljenje).

⊗ sijevanje (bljeskanje) (lightning; Liniënblitze) - svjetlosno očitova-nje koje je praćeno naglim električnim pražnjenjem (munja), koje se događa iz oblaka ili unutar njega ili, rjeđe, od visokih objekata na tlu ili od planina. Razlikuju se tri vrste sijevanja:

- a) pražnjenje na zemlji (grom, u običnom govoru) događa se između oblaka i tla,
- b) pražnjenje oblaka (bljeskanje) događa se unutar gromjavinskog oblaka,
- c) pražnjenje u zraku događa se od gromjavinskog oblaka u zrak, ali ne udara u tlo.

Kuglasta munja je ognjena kugla različite boje koja se kreće umjerenom brzinom. Dosta je rijetka pojava.

T gromljenje (thunder; Donner) - oštar ili potmulji zvuk koji prati sijevanje.

λ vatra sv. Ilje (Saint Elmo's fire; St. Elmsfeuer) - više manje neprekidno svjetlosno električno pražnjenje u atmosferi slabe ili umjerenе jačine koje izbija iz uzdignutih objekata na Zemljinoj površini (gromobrani, vjetruje, jarboli na brodovima) ili od zrakoplova u letu (krajevi krila, elisa itd.).

↳ polarno svjetlo (polar aurora; Polarlicht) - svjetlosna pojava koja se pojavljuje u visokoj atmosferi u obliku lukova, pruga, draperija ili zavjesa.

Električni nabijene čestice sa Sunca nailaze u Zemljino magnetsko polje. Češće se vidi u polarnim krajevima. U umjerenim širinama prilično je rijetka pojava i zapaža se samo za vrijeme pojačane Sunčeve aktivnosti.

Ostale pojave ne pripadaju meteorima, ali pobliže označavaju stanje atmosfere. Također imaju svoje simbole.

○ sijanje Sunca (Sunce) (Sunshine; Sonnenschein) - ovaj se znak upotrebljava uvijek kada je više od polovice neba prekriveno oblacima ako tada Sunce sije između oblaka. Predmeti obasjani Suncem bacaju oštre sjene koje se mogu razlikovati.

✕ bistri zrak (clear air; Ungewöhnliche Fernsicht) - ovaj znak se upotrebljava kad je atmosfera osobito čista, bez prašine, dima i drugih primjesa. Tada se udaljeni predmeti vrlo dobro vide (čini se kao da su približeni), a nebo poprma izaziva plavu boju. To se najčešće događa poslije prodora hladnog arktičkog zraka. Vidljivost je veća od 50 km. Jaki vjeter (strong breeze; starker Wind) - neprekidno niže manje drveće i velike grane, ne dopušta nošenje otvorenog kišobrana. Brzi na vjetera je između 36 i 55 km/h (jačina 6 bofora).

✂ olujni vjeter (gale; stürmischer Wind) - neprekidno niže veliko drveće, lomni grane ili pravi štete na zgradama i drugim objektima. Brzina vjetera je veća od 55 km/h (jačina 8 ili više bofora).

#### Dopunska literatura

- Beyer, H.R., 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.  
 Donn, W., 1975: *Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 518.  
 England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.  
 Volarić, B. i I. Penzar, 1967: *Osnove meteoroloških mjerenja i mjerenja*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.

## 14. UMJETNO DJELOVANJE NA VRIJEME

Čovjek dugo nije mogao utjecati na vrijeme. S razvikom meteorologije on je u prirodi upoznao zakonitosti vremenskih procesa. Izuzmu li se mogući načini primjene nuklearnih eksplozija glede promjene vremena, čovjek nema mogućnosti da djelovanjem vanjske energije izmijeni procese u atmosferi, pogotovo u željenom pozitivnom smislu. Tek posljednjih nekoliko desetaka godina pojavile su se stvarne mogućnosti djelovanja čovjeka na vrijeme koje su ostvarene spoznajama u okviru mikrofizike oblaka.

Ustranovljeno je ispitivanjima u laboratorijama i prirodi da se određenim procesima u atmosferi, koja je u labilnom koloidnom stanju, može dovesti izvana razmjerno malo dodatne energije, pa da proces počne dalje samostalno stvarati potrebnu energiju za željeni konačni učinak. Tako, ako se u oblak unesu tzv. reagensi (praktično zanemarivo male mase u usporedbi s oblakom), nastaju reakcije i procesi koji bitno mijenjaju sastav oblaka.

U mnogim djelovima svijeta provode se razne radnje umjetnog djelovanja na vrijeme; mnoge od njih su iz gospodarstvenih razloga, a neke su u eksperimentalnom stupnju. Ove radnje se mogu podijeliti u nekoliko skupina djelovanja:

- na oblake za stvaranje oborina ili njihovo povećanje
- na maglu i oblake za njihovo raspršenje
- na oblake radi sprečavanja padanja tuče
- na zaštitu od smrzavanja i
- na tropske ciklone radi njihova ublažavanja.

U ovim djelovanjima primjenjuju se različite metode rada i tehnika sredstva, a ostvareni rezultati znatno kolobaju, tako da ima i negativnih slučajeva. Treba istaknuti da se oborine ne mogu stvarati bez oblaka ili ako postoje samo tanki slojevit oblaci, oblaci moraju imati stanovitu uspravnu razvijenost kako bi sadržavali potrebnu količinu vodnosti. Nakon djelovanja na tanke slojevite oblake oni se obično raspljavaju i djelomično nestaju.

Stvaranje ili povećanje oborina djelovanjem na vodene oblake, tj. zasijavanje oblaka, obavlja se raspršavanjem vodenih kapi ili umjetnih kondenzacijskih jezgara. Na taj način želi se postići promjena razdiobe veličina kapijica u oblaku koje bi daljnjim procesom stvarale oborine, ali ovi procesi nisu dali oborine na velikim prostorskim područjima. Od higroskopskih tvari najviše se upotrebljava natrij-klorid (NaCl). Čestice soli polumijera 2 do 5 μm djeluju kao goleme kondenzacijske jezgre i ubrzavaju srašćivanje (koalescenciju).

Zasijavanje mješanih oblaka daje povoljnije rezultate. To se odnosi na iskorišćivanje fazne nestabilnosti prehladnih oblaka, kada se uz stva-

ranje oborinskih elemenata oslobađaju i znatne količine latentne topline. Dokazano je da djelovanje zaledivanja na prirodnom jezgrama naglo raste snižavanjem temperature okolnog zraka. Zasićivanje oblaka i ohlađivanje okolnog zraka na temperature niže od  $-40^{\circ}\text{C}$ , tj. umjetno zamrzavanje prehladnih dijelova oblaka, obavlja se ubacivanjem čestica suhog leda ( $\text{CO}_2$ ) koji se naglo širi i hladi do  $-68^{\circ}\text{C}$ . To ohlađivanje uzrokuje raznorodno ili istorodno zametanje. Isparavanjem 1 g suhog leda pri temperaturi  $-1^{\circ}\text{C}$  nastaje 5-1011 ledenih kristalića, dok na temperaturi  $-20^{\circ}\text{C}$  nastaje 1.2-1014 ledenih kristalića. Osim procesa ohlađivanja oblaka, zasićivanje oblaka izvodi se ubacivanjem umjetnih čestica kao srebro-jodid (AgI). Slabiju sposobnost ima olovo-jodid ( $\text{PbI}_2$ ), koji je i otrovan, bakar-sulfid ( $\text{CuS}$ ), silicij-dioksid ( $\text{SiO}_2$ ), urea. Te čestice imaju kristalno ustrojstvo slično ledu, te se i na taj način tumači njihova djelotvornost. Izgaranjem kemijskih spojeva s AgI, koji sublimira te deponira, stvaraju se djelotvorne jezgre depozicije. Na temperaturi  $-5^{\circ}\text{C}$  AgI stvara 5-10<sup>9</sup>, a na  $-15^{\circ}\text{C}$  preko 1013 jezgara.

Zasićivanje oblaka i stvaranjem oborina oslobađaju se znatne količine latentne topline, koje dovode do jačanja uspravnih brzina i rasta visina vrha oblaka. To povećanje visine oblaka može dovesti do daljnjeg kratkotrajnog povećanja oborina, jer procesi postaju burniji, pa se tek nakon toga smiruju.

Raspršenje magle u zračnim ili pomorskim (riječnim) lukama, prometnim čvorištima, zatim u površinskim kopovima i drugdje (u svezi s gospodarskim učincima) provodi se slično djelovanju na oblake, tj. zasićivanjem odgovarajućim reagensima (suhi led, AgI, raspršenje vode ili snijega, cement) ili se turbogeneratorima u maglu ubacuju velike količine zagrijanih plinova nastalih izgaranjem butana ili propana kako bi se povisila temperatura zraka i postiglo isparavanje elemenata magle ili miješanje zraka.

Sprečavanje padanja tuče temelji se na ubacivanju ledenih jezgara (AgI) u prostor oko konvekcijskog olujnog oblaka (u uzlazne struje) ili neposredno u njega, u područje ispred povećane količine vodnosti (i prehladne vode) - radarske zone akumulacije. Na taj način bi se umjesto razmjerno malog broja krupnih komada leda u oblaku (nastalih prirodnom procesima) stvorio razmjerno veliki broj sitnijih ledenih elemenata koji bi se padanjem do Zemljine površine kroz topli dio atmosfere otopili i pali u tekućem obliku ili barem kao sitne i meke ledene kuglice. Posljedica djelovanja na olujne tučonosne oblake jest povećanje oborina. Pokušava se djelovati na olujne oblake pomoću zvučnih učinaka (eksplozivna punjenja, zvona) kako bi se u stvorenom ledenom zrnju pobudila mikrotitracija i to dovelo do pucanja na mjestima gdje u prirodnom nastanku već postoje pukotine, no to je dvojbena.

Zaštita od smrzavanja važna je u poljoprivredi i voćarstvu kako niske temperature ne bi naškodile biljkama. Postiže se zasićivanjem prostora kondenzacijskim i/ili ledenim jezgrama ili dimljenjem, jer maglovito (zadimljeno) područje upija dugovalno zračenje i štiti podlogu od jakog hlađenja noćnim izaranjanjem ili se turbogeneratorima u zrak ubacuju velike količine zagrijanih plinova, nastalih izgaranjem butana ili propana da bi se povisila temperatura zraka, odnosno postiglo miješanje

zraka. Također se raspršuju kapi vode, jer voda povisuje temperaturu zraku i bilju i jer vlažno tlo lakše provodi toplinu iz dubine na površinu, a hlađenje zraka je usporeno zato što u jedinici mase vode ima više topline nego u jedinici mase zraka. Pri zaledivanju vode oslobađa se latentna toplina koja održava temperaturu oko  $0^{\circ}\text{C}$ .

Djelovanja na tropske ciklone provedena su zasićivanjem oblaka srebro-jodidom da bi se smanjile brzine vjetra, tj. štetni učinci oluja. Sličnih eksperimenata bilo je za smanjivanja električnih pražnjenja. Za sada, zbog ograničenoga djelovanja, teže je dati pouzdanu ocjenu ovih djelovanja. Nažalost, mnoga od ovakvih djelovanja usmjerena su na vojne potrebe, tzv. meteorološki rat.

Tehnologija zasićivanja je raznolika. Bitno je u pravo vrijeme na pravo mjesto umjeti odgovarajuću količinu kakovočnog reagensa. Zasićivanje oblaka za stvaranje oborina izvodi se prizemnim generatorima smještenim na obroncima brda na udaljenosti od nekoliko kilometara. U generatorima u plamenu butana ili propana izgara otopina srebro-jodida u acetonu. Slični generatori ili pirotehničke naprave mogu biti smješteni u zrakoplovu koji leti ispod podnice konvekcijskih oblaka ili u slučaju slojevitih oblaka, kad leti i unutar oblaka. Također se mogu ubacivati pirotehnička sredstva u vrhove oblaka. Izbacivanje suhog leda, odnosno cementne prašine iz zrakoplova iznad oblaka može dovesti do sličnih procesa. Zasićivanje iz generatora uz mnoge pogodnosti ima taj nedostatak da je potrebno dulje vrijeme da reagens dospije na pravo mjesto (visina, temperatura). Tehnologija djelovanja na magle slična je djelovanju na oblake.

U obrani od tuče primjenjuju se prizemni generatori, generatori i pirotehničke naprave u zrakoplovima te rakete (rijetko i topovi). Raketose pirotehničke smjese s AgI te izbacuju dim AgI na određenim visinama (3 do 8 km) u obliku pruga koji se širi i zahvaća pojedine dijelove oblaka. Taj način djelovanja ima najveću prednost pred ostalima zato što može donijeti reagens u željeno područje u razmjerno kratkom vremenu.

Negativnosti umjetnoga djelovanja na vrijeme. Umjetno djelovanje na vrijeme, izuzmu li se opasne vojne potrebe, krije u sebi dvije negativnosti. Jedno je pravno-gospodarstveni učinak, jer npr. umjetno izazvana oborina koja je pala na jednom ne može pasti na drugom mjestu gdje je možda potrebija. Drugo je onečišćenje okolice reagensom. Učinak otrovnog reagensa je izravan i očito se ne smije upotrebljavati. Međutim, iako izravno neotrovan, reagens može nepovoljno djelovati na okolicu. Zahtijeva se da se reagens brzo prirodnim putem razgradi i da novostvoreni proizvodi ne budu štetni.

Umjetno djelovanje na vrijeme provodi se u Hrvatskoj. Pokuši stvaranja ili povećanja oborina djelovanjem na oblake, tj. zasićivanjem oblaka s kondenzacijskim jezgrama (AgI) iz prizemnih generatora provedeni su prije dvadesetak godina na području Gorskog kotara i Like, dok su u poljoprivredi pokuši zaštite od smrzavanja rađeni na području Slavonije, primjenjujući dimljenje i umjetnu turbulenciju.

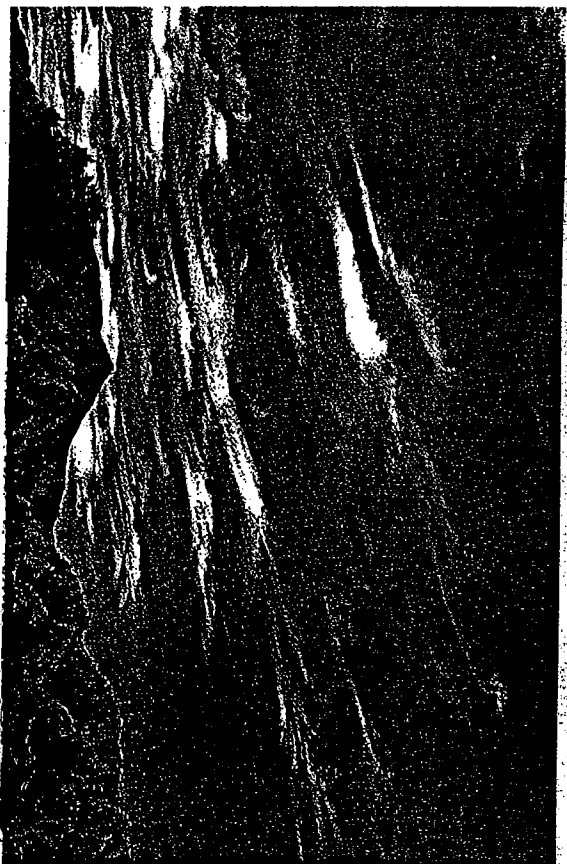
Obrana od tuče u nas je najznačajniji oblik umjetnoga djelovanja na vrijeme. Postoje zapisi iz sredine prošlog stoljeća o pucanju iz mužara

na olujne oblake uz zvonjavu crkvenih zvona. Sredinom ovog stoljeća počinjje obrana izbacivanjem malih raketa s reagensom (Istra, Križevci, Durdovac). Suvremeniiji je pristup od 1970, koji se proširio na područje međurječja Drava - Sava. Primjenom radara određuju se unutar oblačne mase zone akumulacije, tj. područja prehladne vode i rasta ledenih čestica. U to područje ubacuju se rakete koje nose reagens na visinu 3. do 5 km (na temperaturi - 10 0C reagens na bazi AgI po gramu daje oko 1013 čestica). Domet raketa je do 10 km.

Dopunska literatura

Breuer, G., 1980: *Weather Modification: Prospects and Problems*. Cambridge University press, Cambridge, 178.  
Gelo, B. i M. Matvičev, 1994: *An overview of hail suppression in Croatia*. Sixth WMO scientific conference on weather modification, Paestum, WMO/TD - No. 596, Geneva, 117-120.

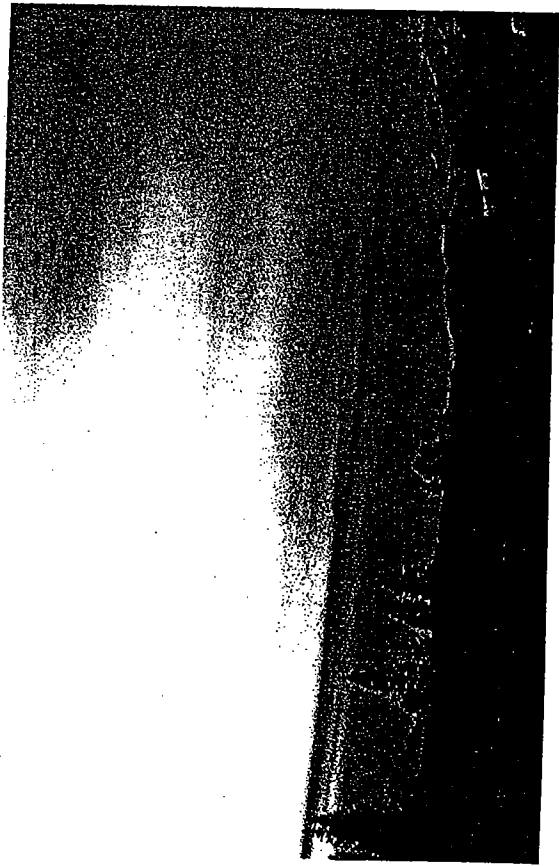
PRLOZI - slike oblaka



Sl. P.1. Cirrus fibratus i Cirrus uncinus



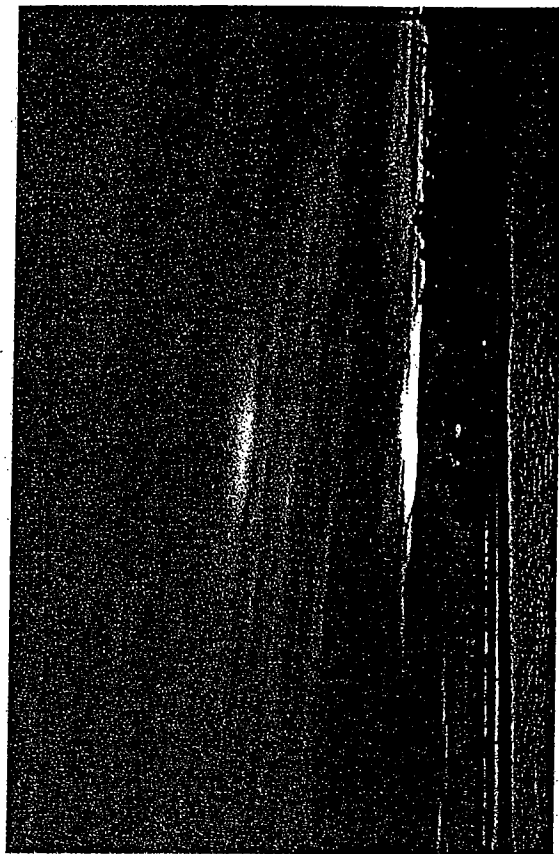
Sl. P.2. Cirrocumulus stratiformis undulatus lacunosus



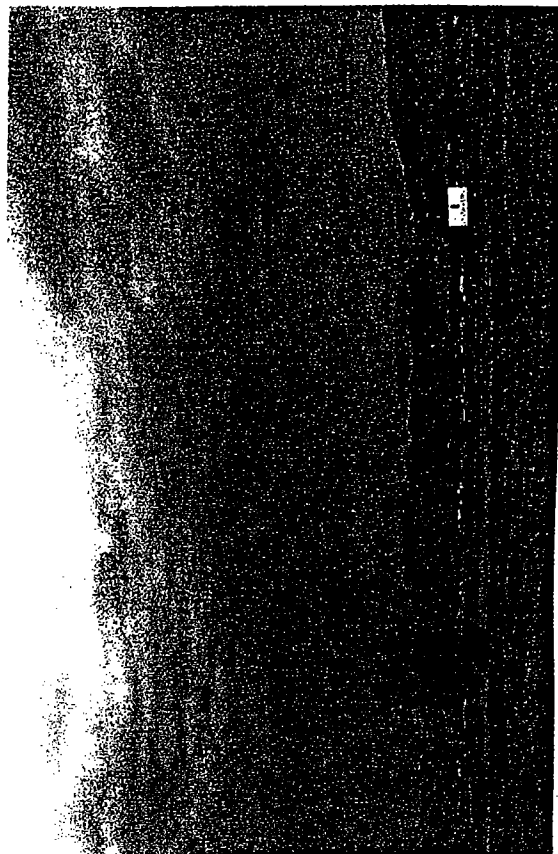
Sl. P.3. Cirrostratus fibratus



Sl. P.4. Altopumulus translucidus

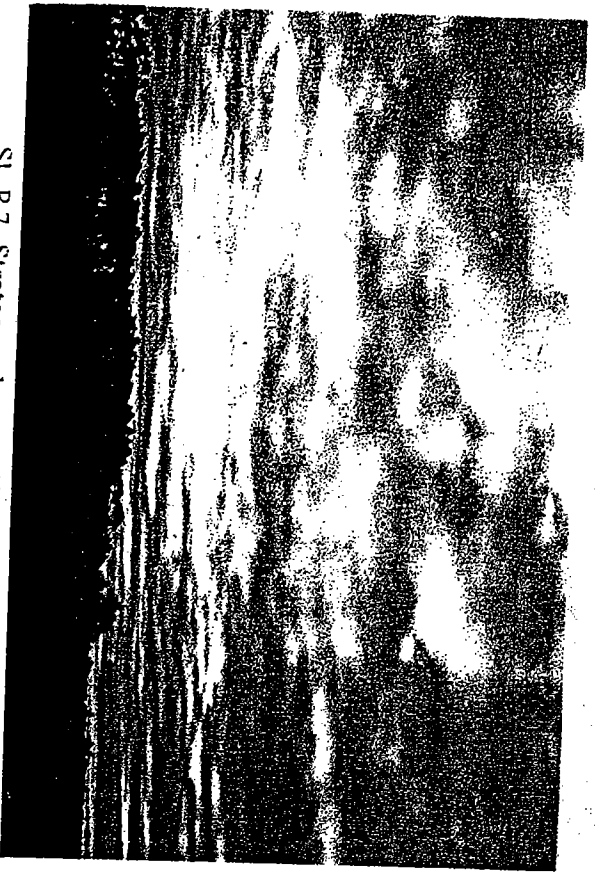


Sl. P.5. Altostratus undulatus radiatus translucidus



Sl. P.6. Nimbostratus

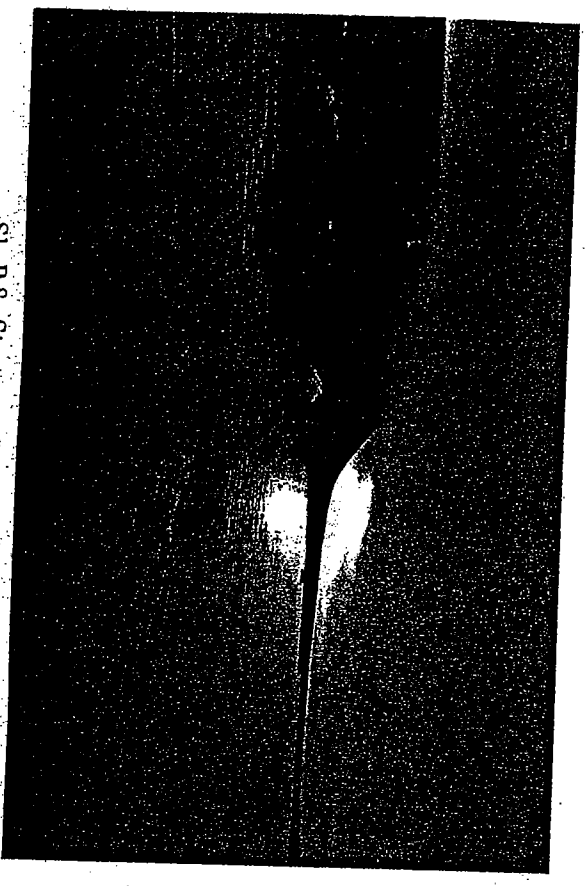




Sl. P.7. Stratocumulus stratiformis translucidus



Sl. P.9. Cumulus humilis i Cumulus fractus



Sl. P.8. Stratus nebulosus undulatus



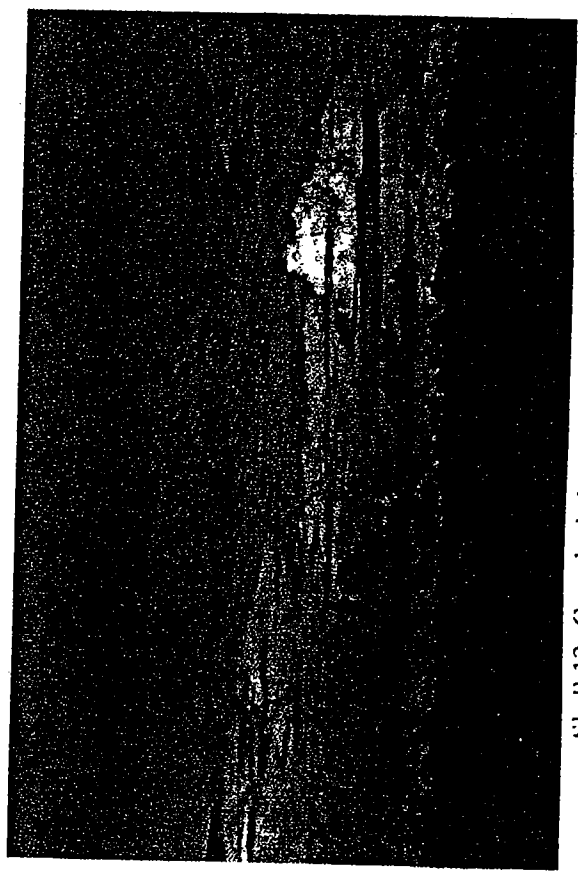
Sl. P.10. Cumulonimbus calvus



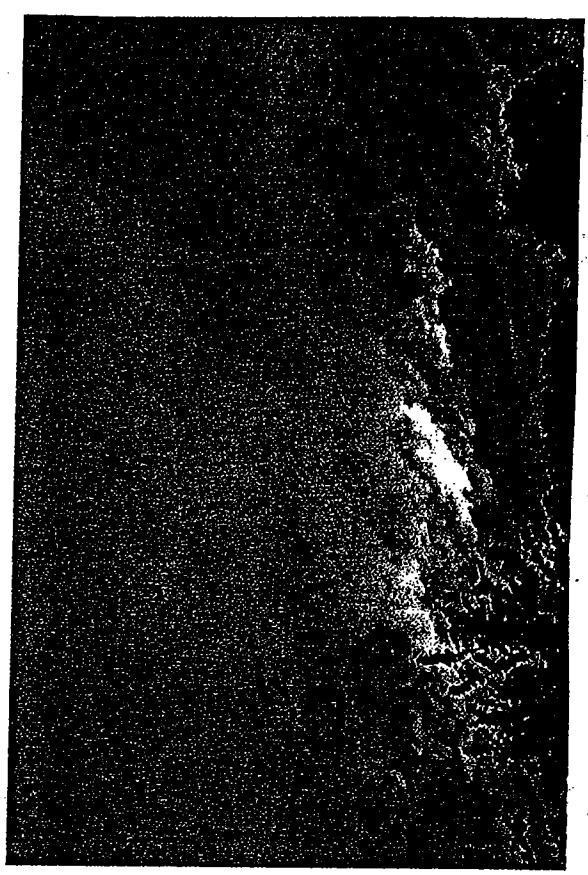
Sl. P.11. Altocumulus lenticularis



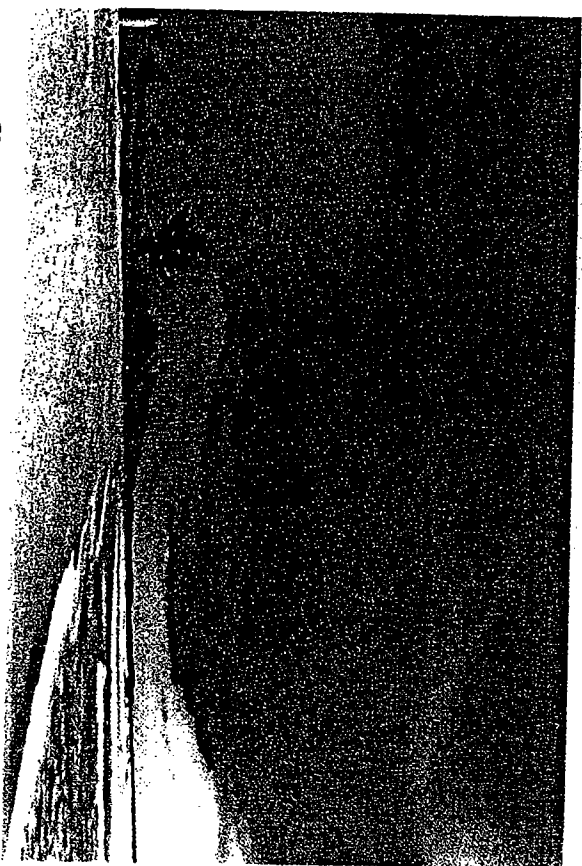
Sl. P.13. Altocumulus lenticularis (fenski zid)



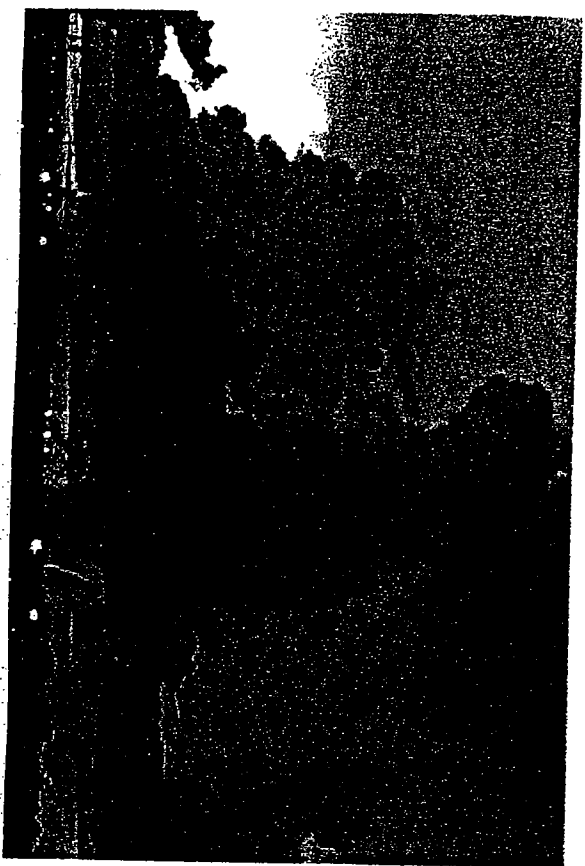
Sl. P.12. Cumulonimbus, Altocumulus i Altostratus



Sl. P.14. Stratus fractus i Cumulus fractus (pannus)  
te Altostratus opacus



Sl. P.15. Cumulonimbus capillatus praecipitatio arcus



Sl. P.16. Cumulonimbus calvus praecipitatio

## Literatura

- Berth, W., W. Keller i U. Scharnow, 1979: *Wetterkunde*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 404.
- Bliuhgen, J., 1966: *Allgemeine Klimogeographie*. Walter de Gruyter & co, Berlin, 720.
- Breuer, G., 1980: *Weather Modification: Prospects and Problems*. Cambridge University press, Cambridge, 178.
- Bruce, J.P., 1992: *Meteorology and hydrology for sustainable development*. WMO, Geneva, 48.
- Byers, H.R., 1974: *General Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 461.
- Curtić, M., 1983: *Osnovi dinamičke meteorologije*. PMF, Beograd, 317.
- Defant, F. i H.T. Mörth, 1978: *Compendium of Meteorology, Synoptic Meteorology*. WMO, Geneva, 252.
- Donn, W., 1975: *Meteorology*. McGraw-Hill, inc, New York, 518.
- Eagleman, J.R., 1983: *Severe and Unusual Weather*. Van Nostrand Reinhold, New York, 372.
- Eimern, J. i H. Häckel, 1979: *Wetter und Klimakunde*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 269.
- England, J. i H. Ulbricht, 1980: *Flugmeteorologie*. VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 420.
- Fortak, H., 1971: *Meteorologie*. Deutsche Buch-Gemeinschaft, Berlin, 287.
- Gelo, B. i M. Marvičev, 1994: *An overview of hail suppression in Croatia*. Sixth WMO scientific conference on weather modification, Paestum, WMO/TD - No. 596, Geneva, 117-120.
- Glunac, B., 1972: *Vazduhoplovna meteorologija*. SSNO, Beograd, 375.
- Haltiner, G. i R.T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley & Sons, New York, 477.
- Holton, J.R., 1973: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York, 319.
- Houghton, D.D., 1985: *Handbook of Applied Meteorology*. John Wiley & Sons, New York, 1461.
- Hrgjan, A.H., 1978: *Fizika atmosfere*, tom 1. Gidrometeorolozički, Leningrad, 247.
- Hrgjan, A.H., 1978: *Fizika atmosfere*, tom 2. Gidrometeorolozički, Leningrad, 319.
- Hrgjan, A.H., 1986: *Fizika atmosfere*. Gidrometeorolozički, Leningrad, 328.
- Hsu, S.A., 1988: *Coastal Meteorology*. Academic Press, San Diego, 260.
- Koščić, W.J., 1977: *Weather for the Mariner*. Naval Institute press, Annapolis, 272.
- Kuletić, A., 1969: *Opšta jedrilicaška meteorologija*. Vazduhoplovno jedrilicaštvu, SUCVP, Beograd, 115-244.
- Landsberg, H.E., 1945: *Climatology*. Handbook of Meteorology, New York, 927.
- Makjanić, B., 1967: *Osnove meteorologije*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.
- Marveev, L.T., 1984: *Kurs obščer meteorologii*. Gidrometeorolozički, Leningrad, 751.
- McIntosh, D.H. i A.S. Thom, 1973: *Essentials of Meteorology*. Wykeham Publications, Ltd, London, 240.

- Penzar, B. i B. Makjanić, 1978: *Uvod u opću klimatologiju*. PMF, Zagreb, 206.  
 Penzar, I. i B. Penzar, 1985: *Agroklimatologija*. Školska knjiga, Zagreb, 274.  
 Peterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*, I dio. McGraw-Hill, inc, New York, 428.  
 Peterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*, II dio. McGraw-Hill, inc, New York, 266.  
 Poje, D., 1982: *Meteorologija*. Tehnička enciklopedija, No. VIII, JLZ, Zagreb, 452-484.  
 Radinović, D., 1968: *Analiza vremena*. Zavod za izdavanje udžbenika, SRS, Beograd, 367.  
 Retallack, B.J., 1973: *Compendium of Meteorology, Physical Meteorology*. WMO, Geneva, 222.  
 Retallack, B.J., 1976: *Compendium of Lecture Notes for Training Class IV Meteorological Personnel*. WMO, Geneva, 453.  
 Retallack, B.J., 1978: *Compendium of Meteorology, Aeronautical Meteorology*. WMO, Geneva, 54.  
 Riehl, H., 1972: *Introduction to the Atmosphere*. McGraw-Hill, inc, New York, 516.  
 Stull, R.B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666.  
 Šegota, T., 1988: *Klimatologija za geografe*. Školska knjiga, Zagreb, 486.  
 Volarić, B. i I. Penzar, 1967: *Osnove meteoroloških motrenja i mjerenja*. Sveučilište u Zagrebu, Zagreb, 243.  
 Zverev, A.S., 1968: *Sinopičeskaja meteorologija*. Hidrometeoizdat, Leningrad, 774.  
 -, 1970: *Klimatski podaci opservatorija Zagreb, Grič*. PMF, Zagreb, 180.  
 -, 1975: *International Cloud Atlas*. WMO, Geneva, 62\*72.  
 -, 1992: *International Meteorological Vocabulary*. WMO, No. 182, Geneva, 784.

## Kazalo

- A**  
 adijabatski proces 102, 107  
 - dizanje (hlađenje) 103, 111, 142, 143, 173  
 - puštanje (grižanje) 103, 112  
 advokacija 66, 94  
 aerologija 17, 108  
 aerološki dijagram 106, 112  
 aeronomija 17  
 aerosol 26, 28, 111, 179  
 afel 20, 39  
 agregacija - vidi: nakupljanje  
 agregatno stanje 51, 52, 90, 91  
 agrometeorologija 18, 93  
 akreacija - vidi: priraščivanje  
 albedo - vidi: odrazivost  
 Alto cumululus - Ac 145, 163, 198, 202, 203  
 Altostratus - As 145, 163, 199, 202, 203  
 anomalija vode 54  
 anticiklona 79, 115, 124, 128, 166, 171  
 Appletonov sloj 32  
 apsolutna labilnost 112  
 - nula 51  
 - stabilnost 112  
 apsorpcija - vidi: upijanje  
 Arhimedov zakon 57, 76  
 asimilacija 48, 62  
 atmosfera 14, 17, 21, 25, 29, 30, 34, 38, 39,  
 40, 46, 59, 75, 86, 107, 108, 121, 139,  
 140, 158, 161, 179, 193  
 atmosferska stabilnost 73, 108, 183  
 - tlak 75, 77, 78, 85, 88  
 - protuzračenje 45, 47  
 Avogadrov zakon (broj) 56
- B**  
 barička stopa 77  
 barički reljef (sustav) 79  
 barometarska tendencija 87  
 - maksimum - vidi: visoki tlak  
 - minimum - vidi: niski tlak  
 Beaufortova ljestvica 114  
 Bishopov prsten 191  
 bistri led 163, 188  
 - zrak 192  
 bljeskanje 191  
 bljeskovi 19  
 boja neba 179  
 Boyle-Mariotteov zakon 55  
 brokenska sablast (spektar) 191  
 brzina trenja 133  
 bura 73, 138
- C**  
 Charlesov zakon 55  
 ciklon 16, 138, 166, 195  
 cirkulacija - vidi: kruženje  
 cirkumzenitni lukovi 190
- C**  
 Cirrocumululus - Cc 144, 163, 197  
 Cirrostratus - Cs 144, 163, 198  
 Cimus - Ci 144, 163, 197  
 Coriolisov parametar 119  
 Coriolisovo ubrzanje 119, 120  
 crno tijelo 35, 36  
 Cumulonimbus - Cb 147, 163, 201, 202, 204  
 Cumulus - Cu 146, 163, 201, 203
- Č**  
 čest zraka 80, 103, 107, 109, 114, 116, 118,  
 120, 121, 124, 131  
 čestine magle 175, 177  
 čvrsto 52
- D**  
 D - sloj 30  
 Daltonov zakon 55, 58, 94  
 dan s maglom 175, 179  
 - s oborinom 164, 168  
 - oblačan d. 153  
 - polarni d. 39  
 - vedar d. 153  
 deklinacija 23  
 depozicija 27, 52, 90, 92, 106, 139, 140,  
 159, 161, 170, 175  
 difuzija - vidi: raspršenje  
 difuzna refleksija - vidi: raspršeno odbi-  
 janje  
 dijabatski proces 102  
 dim 189  
 dimljenje 194  
 dinamička konvekcija 62  
 - promjena tlaka 86  
 - visina 80  
 - (decimeter) metar 81  
 - proces 86  
 divergencija - vidi: razilaženje  
 dizanje zraka 103, 107, 111, 137, 143  
 djelovanje na vrijeme 193, 195  
 dnevni hod atmosferskog tlaka 86  
 - isparavanja 93  
 - magle 177  
 - naoblake 154  
 - oborina 164  
 - podnice 156  
 - relativne vlažnosti 98  
 - temperature 48, 61, 67  
 - tlaka vodene pare 97  
 - vidljivosti 184  
 - zračenja 47  
 dolina 79  
 duga 191  
 duljina miješanja 132  
 dušik 26, 40
- E**  
 E - sloj 32  
 egzosfera 29, 30