

RAZPRAVE PAPERS

Letnik 23

VSEBINA - CONTENTS

Stran

J. Rakovec:	Numerična napoved temperature tal in zraka pri tleh Numerical prediction of ground - and surface-air temperature	5
B. Logar, J. Roškar, B, Zupančič:	Numerično filtriranje temperaturnih podatkov s Kredarice Numerical filtering of temperature data from Kredarica	19
Z. Petkovšek:	Emisijski potencial SO ₂ za večino kotlin Slovenije Emission potential of SO ₂ for majority of basins in Slovenia	37
I. Mezgec:	Nevihte na Primorskem Thunderstorms in coastal region of Slovenia.	51

NUMERIČNA NAPOVED TEMPERATURE
TAL IN ZRAKA PRI TLEH

NUMERICAL PREDICTION OF GROUND-
AND SURFACE-AIR TEMPERATURE

551.52:551.509.333:681.177

Jože RAKOVEC

Katedra za meteorologijo
VTOZD Fizika, FNT, L j u b l j a n a

SUMMARY

The model for numerical prediction of ground and surface-air temperature is presented, based on Bhumralkar's /1/ and Blackadar's /2/ "force-restore" method. As it is designed, the model can be used in a numerical model of the atmosphere, which does not explicitly treat air-humidity, but into which a parametrization of boundary layer is included.

The inclusion of solar radiation takes into account the most important astronomical, meteorological and relief parameters. Long-wave radiation is the result of radiation from the ground, from the surface-air and the clouds, but also considers the selective absorption in the atmosphere. The used formulation of long-wave radiation is slightly unstable. Turbulent exchange of sensible heat is supposed to be known from boundary layer parametrization, but here the modified Wangara data on it have been used. Namely, the intensified turbulent exchange had to be included, but in our later work (presented by Rakovec and Hočevar /3/) the long-wave radiation was modified, and with the observed Wangara data realistic results on ground and surface-air temperature were predicted. Latent heat exchange is obtained, using Bowen ratio, depending on temperature and ground wetness, according to Priestley and Taylor /4/. Finally, heat flow in the ground is determined with heat capacity and conductivity, both also depending on ground wetness.

The model is tested with different values of cloudiness, albedo of the ground and ground wetness. The influences of different values of these parameters are shown in graphs, indicating that the model is sensitive enough on all parameters. This also means that all of them have to be known precisely in order to obtain the prediction of the temperatures with proper exactness.

POVZETEK

Prikazan je model za numerično napoved temperature tal in zraka pri tleh, ki je primeren za vgradnjo v "suhi" model atmosfere, če ta vsebuje para-

metrizacijo planetarne mejne plasti. Model za napoved temperature je testiran pri raznih vrednostih oblačnosti, albeda in nagiba tal ter vlažnosti tal. Iz prikazanega se vidi, da je vpliv teh količin v modelu dovolj močan, po drugi strani pa to pomeni, da je za dobro napoved s prikazanim modelom, potrebno poznati te količine dovolj natančno.

SIMBOLI

a	albedo tal
B	Bowenovo razmerje
c_g	volumenska toplotna kapaciteta tal
c_p	specifična toplota zraka pri stalnem pritisku
d	globina v tleh, v kateri računamo temperaturo tal, $d = 1$ cm
h	višina nad tlemi, na kateri računamo temperaturo zraka, $h = 2$ m
j_G	gostota konduktivnega toka toplote v tleh
j_H	gostota turbulentnega toka zaznavne toplote v atmosferi
j_{LE}	gostota turbulentnega toka latentne toplote v atmosferi
j_{Ra}	gostota toka dolgovalovnega sevanja atmosfere pri tleh ob jasnem nebu
j_{Rc}	gostota toka dolgovalovnega sevanja pri tleh od oblakov
j_{Rg}	gostota toka dolgovalovnega sevanja tal
j_{Rl}	gostota toka neto dolgovalovnega sevanja pri tleh
j_{Rs}	gostota toka v tleh absorbiranega kratkovalovnega sevanja
j_o	solarna konstanta, $j_o = 1353 \text{ Wm}^{-2}$
k	von Karmanova konstanta, $k = 0.35$
n/N	relativna skupna količina oblačnosti
m	relativna otična pot, $m = \text{sec}$
\hat{n}	enotni vektor normale iz tal
r	empirična funkcija za difuzno kratkovalovno sevanje, ki prihaja od oblakov
\vec{s}	enotni vektor proti soncu
T	temperatura
T_a	temperatura zraka na višini 2 m
T_c	temperatura oblakov
T_g	temperatura tal v globini 1 cm
\bar{T}	temperatura tal v globini, kjer je zaloga toplote

ΔT_o	amplituda dnevnega hoda temperature na površini tal
T_*	torna temperatura
t	čas
u_*	torna hitrost
z	vertikalna koordinata
z_H	parameter za prenos toplote, analogen parametru hrapavosti
q_a	parcialni transmisijski koeficient atmosfere glede na absorpcijo kratkovalovnega sevanja
q_s	parcialni transmisijski koeficient atmosfere glede na razpršitev kratkovalovnega sevanja
x_g	vodna vsebina tal
x_s	vodna vsebina z vodo nasičenih tal
α	parameter, ki skupaj z določa Bowenovo razmerje, za tla, nasičena z vodo je $\alpha = 1.26$
Δ	parameter, ki skupaj z določa Bowenovo razmerje in je odvisen od temperature
ϵ_c	emisivnost oblakov, $\epsilon_c = 0.90$
ϵ_g	emisivnost tal, $\epsilon_g = 0.95$
θ	zenitni kot sonca
λ_g	toplotna prevodnost tal
ρ_a	gostota zraka
σ	Stefanova konstanta, $\sigma = 5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$
ω	krožna frekvenca dnevnega cikla

Napoved temperature pri tleh je ena izmed važnejših nalog v okviru prognoze vremena. Danes napovedujejo vremensko karto ponavadi z numeričnimi modeli in je ta del prognoze objektiviziran. Pri prehodu od napovedanih vremenskih kart k napovedi vremena pa je še vedno precej subjektivno pogojenih postopkov. Zato vlagajo mnogo truda v objektivizacijo tudi tega dela napovedi; ponavadi uporabljajo pri tem statistične zveze med vremenskimi kartami in opazovanim vremenom. Videti je, da bi uvedba takega sistema pripomogla k nadaljni izboljšavi napovedi, čeprav je tudi tu treba ravnati previdno /5/.

Objektivna napoved temperature pri tleh s podatki, ki so na razpolago v numeričnem modelu atmosfere, je možna z manj statističnimi zvezami, kot je to potrebno npr. pri napovedi padavin, ker ima temperatura pri tleh dokaj dobro izražen dnevni hod, ki ga je mogoče opisati, če poznamo energijske tokove v vertikalni smeri pri tleh. Zelo uspešen način sta našla Bhumralkar /1/ in Blackadar /2/ s svojo "force-restore" metodo za napoved temperature tal in zraka pri tleh.

Pri vzpostavljanju primernega modela za napoved temperature pri tleh smo se naslonili na sedanjo verzijo jugoslovanskega modela za numerično napoved /6/ in smo ga tej verziji tudi prilagodili. Osnovna značilnost našega modela je ta, da ne zahteva poznavanja razmer glede vlage, kajti ta tudi ni vključena v operativno verzijo jugoslovanskega modela za numerično napoved vremenskih kart. Poleg tega omenimo še, da zahteva model za napoved temperature tal in zraka pri tleh poznavanje toka zaznavne in latentne toplote v zraku pri tleh ter se tako navezuje na že izdelano parametrizacijo teh količin v numeričnem modelu za napoved vremenskih kart /7/. Pri tu prikazanih rezultatih pa te parametrizacije nismo vključili, temveč smo za potrebe testiranja uporabljali nekoliko modificirane izmerjene vrednosti teh količin z ekspedicije Wangara, kot jih daje Yamada /8/. S tem smo za prve poskuse dosegli precej večjo ekonomičnost modela.

OSNOVNE ENAČBE MODELA

Model za napoved prizemne temperature uporablja enačbo energijske bilance pri tleh. Temperatura tal se računa tako, da je divergenca vertikalnih tokov energije pri površini tal tisti vzrok, ki povzroči spremembo temperature tanke vrhnje plasti tal. Za računanje te divergencije pa, seveda, moramo poznati vse energijske tokove. Od temperature tal preidemo k temperaturi zraka pri tleh, če poznamo vertikalni tok zaznavne toplote v zraku pri tleh.

Sončno obsevanje tal

To komponento v enačbi energijske bilance določamo tako, da upoštevamo glavne astronomske, meteorološke in reliefne pogoje. Uporabimo metodo Hočvarja in Rakovca /9/, ki upošteva: letni in dnevni hod sončnega

obsevanja, transmisivnost atmosfere, oblačnost, albedo tal in nagib tal. Vsota gostote energijskega toka direktnega in difuznega obsevanja, ki ga tla absorbirajo, je tako:

$$j_{Rs} = (1-a)j_o q_a^m \left\{ \left(1 - \frac{n}{N}\right) q_s^m (\vec{n} \cdot \vec{s}) + 0.5 (1-q_s)^m (\cos \theta)^{4/3} \left[1 - \frac{n}{N} + \frac{n}{N} r(C, \theta) \right] \right\} \quad (1)$$

Tu za empirijsko funkcijo za kratkovalovno difuzno sevanje, ki prihaja od oblakov izberemo tisto za As oblake po podatkih Tverskoja /10/:

$$r(As, \theta) = 1.48 + 1.9 \cos \theta \quad (2)$$

Dolgovalovno sevanje atmosfere in tal

Dolgovalovno sevanje atmosfere je odvisno od razporeditve temperature in vlage v atmosferi ter agregatnega stanja, v katerem je voda v atmosferi. Posebej je zato potrebno obravnavati sevanje od oblakov, ki v intervalu od 8 μ m do 14 μ m precej neovirano prihaja do tal. V tem spektralnem intervalu je okrog 30% energije, ki jo seva črno telo pri temperaturi, ki jo pripišemo oblakom /11/, zato lahko za sevanje, ki prihaja k tlom od oblakov, uporabimo enačbo:

$$j_{Rc} = 0.3 \frac{n}{N} \epsilon_c \sigma T_c^4 \quad (3)$$

Emisivnost oblakov ϵ_c je za nizke in srednje oblake med 0.9 in 1.0, samo sevanje pa je seveda odvisno od količine oblakov n/N.

Proti tlom seva tudi zrak, ki je blizu tal, do tal pa prihaja tudi sevanje brezoblačnih višjih plasti atmosfere, seveda le v omenjenem "atmosferskem oknu". Prispevke posameznih plasti je seveda zelo težko ovrednotiti, navadno jih vse skupaj parametriziramo.

V verziji modela, ki jo tu prikazujemo, smo uporabljali statistično zvezo med sevanjem atmosfere navzdol ob jasnem vremenu ter temperaturo zraka pri tleh, kot jo podaja Swinbank /12/:

$$j_{Ra} = 1.195 \sigma T_a^4 - 170 \text{ Wm}^{-2} \quad (4)$$

za katero je dobil korelacijski koeficient 0.988. Vendar pa je ta zveza v modelu za napoved temperature nekoliko nestabilna. Zato smo v kasnejših poskusih to formulacijo spremenili /13/.

Tla imajo emisivnost med 0.95 in 0.97 /14/, zato za sevanje tal lahko zapišemo:

$$j_{Rg} = \epsilon_g \sigma T_g^4 \quad (5)$$

ter za celotno dolgovalovno sevanje navzdol, proti tlom:

$$j_{Rl} = 0.3 \frac{n}{N} \epsilon_c \sigma T_c^4 + 1.195 \sigma T_a^4 - 170 \text{ Wm}^{-2} - \epsilon_g \sigma T_g^4 \quad (6)$$

Tok zaznavne toplote

Če je model za napoved temperature pri tleh povezan s parametrizacijo planetarne mejne plasti /7/, lahko gostoto toka zaznavane toplote v zraku zapišemo s tornó hitrostjo u_* in tornó temperaturo T_* :

$$j_H = kq_a c_p T_* u_* \quad (7)$$

Zaradi ekonomičnosti računanja pa uporabljamo pri poskusih, ki jih tu predstavljamo, izmerjene podatke T_* in u_* , le nekoliko jih popravimo: vzamemo trikratno turbulentno izmenjavo, kot jo podaja Yamada /8/ po ekspediciji Wangara. Tako nekoliko zavremo tudi nestabilnost zaradi dolgovalovnega sevanja. V naslednjih poskusih, ko smospremenili način določanja dolgovalovnega sevanja /13/, pa smo uporabljali tako velike vrednosti o turbulentni izmenjavi zaznavne toplote, kot so bile izmerjene v dneh 11 - 14.

Tok latentne toplote (izparilne entalpije)

Ko smo določili zaznavno toploto, moramo prek Bowenovega razmerja določiti tudi latentno toploto. Po Priestleyu in Taylorju /4/ napišemo to razmerje v odvisnosti od temperature

$$B = \frac{j_H}{j_{LE}} = \frac{1 - \alpha \Delta}{\alpha \Delta} \quad (8)$$

kjer je α empirična konstanta ($\alpha = 1.26$) in $\Delta = \Delta(T_g)$. To zvezo so potrdili tudi drugi avtorji (glej /15/). Popravimo jo še, da velja tudi za z vodo nasičene površine:

$$\alpha = 1.26 \frac{x_g}{x_s} \quad (9)$$

in tako dobimo prek Bowenovega razmerja iz zaznavne latentno toploto, ki ustreza dejanski evapotranspiraciji.

Tok toplote v tleh in temperatura tal

Difuzijska enačba za temperaturo v tleh:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_g}{c_g} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (10)$$

je osnova metode Bhumralkarja in Blackadarja /1,2/. V njej upoštevamo odvisnost volumske toplote kapacitete in toplotne prevodnosti od vlažnosti tal /16,17/:

$$c_g = (1.6^2 + 4.2 x_g) \text{ MJm}^{-3} \text{ K}^{-1} \quad (11)$$

$$\lambda_g = (0.5 + 10.0 x_g) \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Če na površini tal predpišemo sinusno nihanje temperature v dnevnem ciklu, dobimo rešitev difuzijske enačbe v obliki:

$$T(z,t) = \bar{T} + \Delta T_o e^{-\frac{z}{\sqrt{2\lambda_g/c_g \omega}}} \sin\left(\omega t - \frac{z}{\sqrt{2\lambda_g/c_g \omega}}\right) \quad (12)$$

Ker teče toplota v tleh k nizkim vrednostim temperature, je gostota toplotnega toka obratno sorazmerna gradientu temperature:

$$j_G(z,t) = \sqrt{\frac{\omega \lambda_g c_g}{2}} \left[\frac{1}{\omega} \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} + T(z,t) - \bar{T} \right] \quad (13)$$

to enačbo lahko napišemo za površino tal; tam je tok v tla enak vsoti vseh tokov, ki pridejo na površino tal. Lahko pa jo zapišemo tudi za neko globino d v tleh. Razlika teh dveh tokov pomeni ogrevanje ali ohlajanje plasti med površino in globino d . Če za d izberemo majhno vrednost (npr. 1 cm), lahko imamo to tudi kot ogrevanje ali ohlajanje površine tal. Tako dobimo prognozično enačbo za spremembo temperature tal ob površju:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_g d} \left[j_{Rs} + j_{Rl} + j_H + j_{LE} - \sqrt{\frac{\omega \lambda_g c_g}{2}} \left(\frac{1}{\omega} \frac{\partial T}{\partial t} + T_g - \bar{T} \right) \right] \quad (14)$$

Enačba (14) je osnova modela za napoved temperature tal. Bhumralkar jo je reševal z implicitno shemo. Tako delamo tudi mi, saj je ta shema brez-pogojno numerično stabilna. Zato lahko izberemo sorazmerno dolg računski korak: 30 minut. Omenimo naj, da ta časovni korak ni več primeren, če uporabljamo za zaznavno toploto vrednosti, ki jih daje parametrizacija mejne plasti (glej /13/).

Temperatura zraka

Prehod od temperature tal k temperaturi zraka ob poznanem turbulentnem prenosu toplote v zraku ni prav preprost. Videti je, da empirične zveze, ki so jih namerili mehaniki tekočin nad ravnimi podlagami, niso prav primerne za obravnavo razmer nad tlemi v naravi (glej /13/). Po mnogih poskusih pa se je pokazal kot dokaj dober način Monteitha /18/:

$$T_a = T_g + T_* \ln \frac{h}{z_H} \quad (15)$$

ki vpeljuje z_H kot analogon parametru hrapavosti za profil temperature

v prizemni turbulentni plasti. Z uporabo enačbe (15) smo namreč dobili dokaj realne razlike med temperaturo tal in temperaturo zraka na višini h nad tlemi.

REZULTATI

Ker smo pri testiranju modela uporabljali izmerjene podatke o turbulentni izmenjavi z ekspedicije Wangara, tudi za geografsko širino in deklinacijo Sonca, izberemo času in kraju primerne vrednosti: $\phi = -34.5^\circ$, $\delta = 18.8^\circ$. Za transmisivnost atmosfere izberemo že preizkušene vrednosti /9/: $q_a = q_s = 0.90$, za albedo tal pa 0.13 za travnato pokrajino pozimi /19/. Ker Deardorf^s/20/ podaja zelo majhne dnevne spremembe vlažnosti tal, jo prek dneva ohranjamo kar konstantno. Res, poskus, ko smo vlažnost računali z upoštevanjem evapotranspiracije, ni dal dosti različnih rezultatov. Privzeli smo, da tla lahko vsebujejo največ 54% vode /16/, da so nasičena pri 45% in da imajo v povprečju "v zalogi" 30% vode /16/. Vse poskuse začinjamo s temperaturo 9°C ob 21^h; taka je po privzetku tudi srednja temperatura tal v večji globini, kjer je znatna zaloga toplote v tleh.

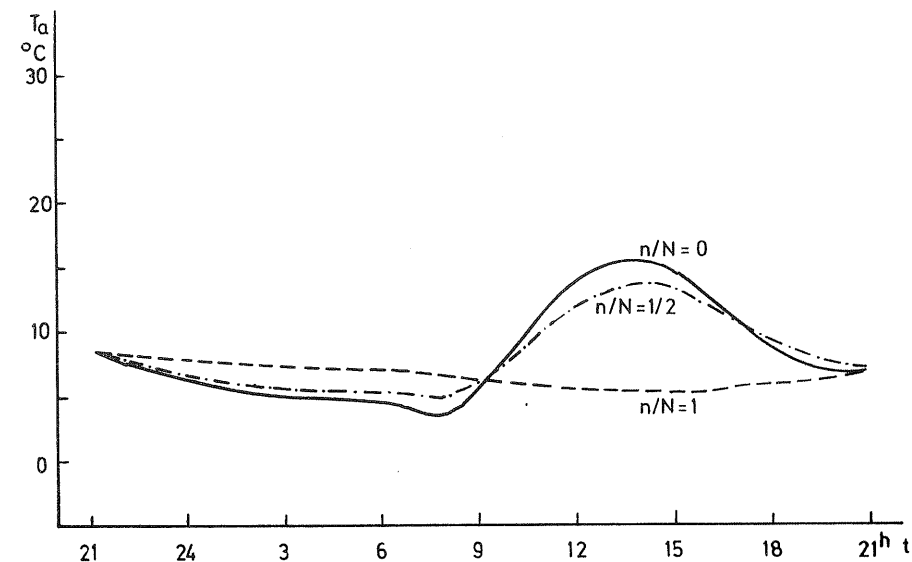
Vpliv oblačnosti

Najmočnejši vpliv oblačnosti na temperaturo zraka pri tleh je posledica zmanjšanja sončnega obsevanja, na razmere pa vplivajo tudi spremenjeni pogoji glede dolgovalovnega sevanja ter zmanjšanja intenzivnosti turbulentne izmenjave. Na sliki 1 je prikazano, kako različne so temperature zraka pri tleh po modelu, pri čemer smo ob oblačnem vremenu zmanjšali turbulentno izmenjavo za faktor 0.3 v primerjavi s tisto ob jasnem vremenu. Za oblake pa smo predpostavili, da imajo -20°C , kar pozimi približno velja.

Vidimo, da delna oblačnost $n/N = 0.5$ zmanjšuje amplitudo dnevnega hoda temperature, povzroča pa tudi fazni premik k poznemu popoldnevu. To je posledica tega, da zmanjšanje najmočnejše komponente energijske bilance tal, ki ima sicer maksimum opoldne, pri enaki toplotni kapaciteti tal dovoljuje pomik maksimuma proč od poldneva.

S stališča občutljivosti modela je zanimiv tudi dnevni hod ob povsem oblačnem vremenu. Proti jutru se temperatura tal prilagaja bilanci vseh komponent energijske izmenjave. Čez dan vključimo turbulentno ohlajanje tal, dotok energije pa je močno zmanjšan v primerjavi z jasnim vremenom: je samo difuzni del sončnega obsevanja. Le-ta pa ne more nadoknaditi odvoda zaznavne in latentne toplote od tal. Zato temperatura zraka pada tudi čez dan. Za pravilnejši dnevni hod je torej uporabljena intenzivnost turbulence še vedno prevelika.

Vpliv oblačnosti prek dolgovalovnega sevanja oblakov ni zelo velik. Če v modelu spremenimo temperaturo oblakov za 30° , se to pri temperaturi zraka pozna le za 1°C . Pomembno pa je, koliko je oblakov: neto dolgovalovno sevanje pri napol oblačnem nebu je le dve tretjini, pri povsem oblačnem nebu pa le ena tretjina tistega sevanja, ki ga tla neto izgubljajo ponoči. To se kaže tudi pri padcu temperature ponoči.

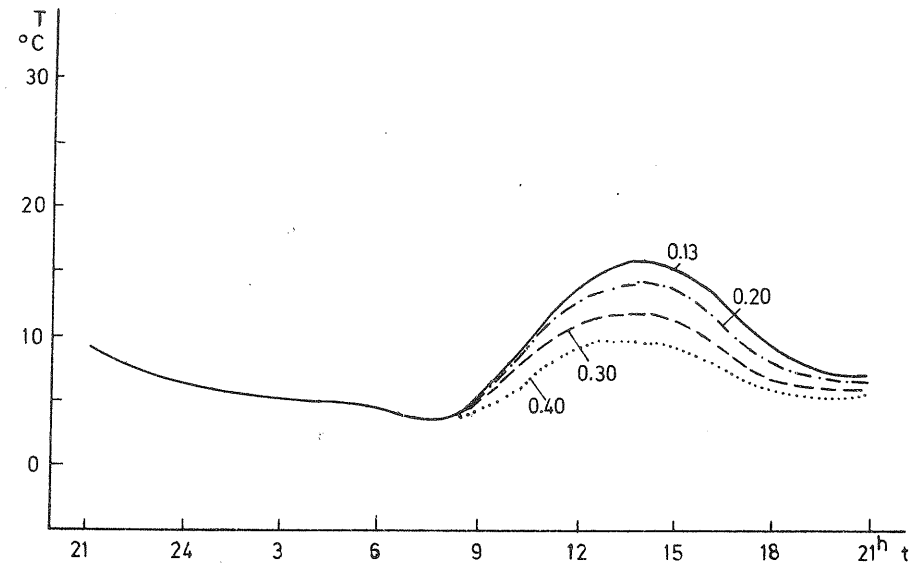


Slika 1 Dnevni hod temperature zraka pri tleh pri oblačnem nebu, s temperaturo oblakov -20°C in z zmanjšano turbulentno izmenjavo za faktor 0.3. Za primerjavo je podan tudi dnevni hod ob jasnem nebu.

Fig. 1 Daily course of air temperature near the ground at cloudy sky, with temperature of clouds -20°C and with reduced turbulent mixing (factor 0.3). For comparison the clear-sky temperature course is given as well.

Vpliv albeda tal

Vnaprej lahko pričakujemo, da je albedo tal parameter, ki močno vpliva na napoved temperature zraka pri tleh. Odloča namreč o tem, koliko sončnega sevanja se od tal odbije. Amplituda dnevnega hoda temperature zraka je npr. pri albedu 0.13 še enkrat večja kot pri albedu 0.40 (slika 2). V teh mejah pa so vrednosti albeda za naravne površine, če ni snežne odeje.

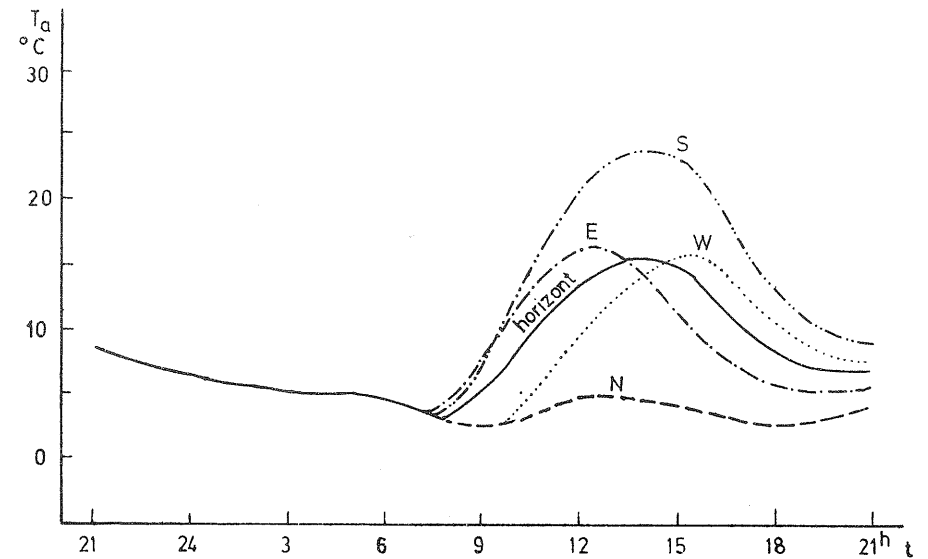


Slika 2 Dnevni hod temperature zraka pri tleh za različne vrednosti albeda tal.

Fig. 2 Daily course of air temperature near the ground at different values of albedo of the ground.

Vpliv nagiba tal

Še večji vpliv kot albedo pa imata na absorbcijo sončnega sevanja orientacija in nagib tal, kajti ne le da je količina obsevanja različno orientiranih tal različna; tudi maksimum obsevanja je dosežen ob različnih časih. Za primerjavo z ravnimi tlemi smo napravili poskuse za tla, ki so nagnjena za 20° v štiri smeri neba. Na sliki 3 se vidi, da so temperature, kot posledica tega, zelo različne. Še posebej zato, ker model ne upošteva nikake advekcije. V naravi bi advekcija kot posledica pobočnih vetrov te razlike zmanjšala.



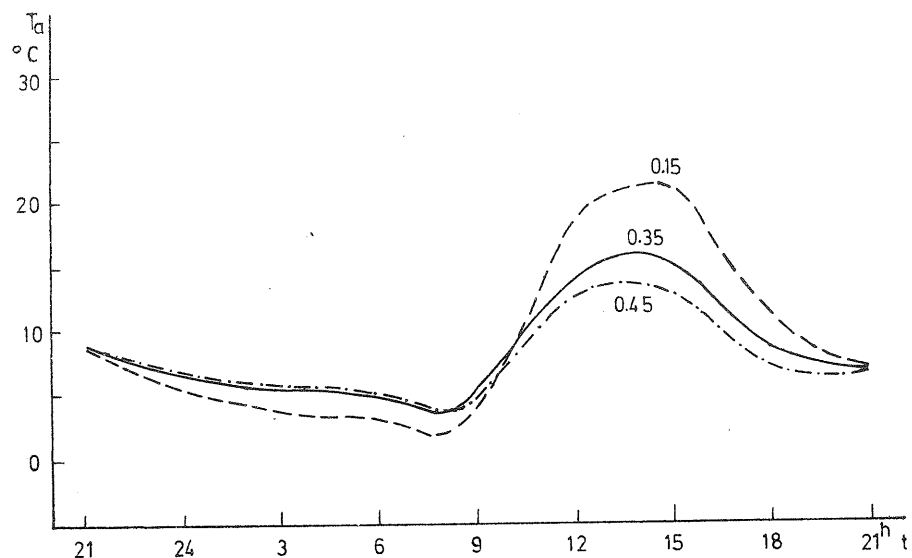
Slika 3 Dnevni hod temperature zraka pri tleh nad različno orientiranimi pobočji z nagibom 20° . Za primerjavo je dan tudi dnevni hod nad vodoravnimi tlemi.

Fig. 3 Daily course of air temperature near the ground over slopes of 20° , oriented to four directions. For comparison the course over horizontal ground is given as well.

Vpliv vlažnosti tal

Ogrevanje ali ohlajanje površine tal je posledica neuravnoteženih tokov energije, saj tokovi energije v atmosferi k tlam (ali od tal) niso povsem izravnani s tokom toplote v tleh od površine (ali k površini).

Divergenco toplotnega toka v tleh določajo komponente energijske bilance, pa tudi toplotna prevodnost tal; temperaturne spremembe pa so zaradi te divergencije odvisne od toplotne kapacitete tal. Toplotna prevodnost in volumnska toplotna kapaciteta sta močno odvisni, ne samo od strukture tal, temveč tudi od količine vode v tleh (enačba (11)).



Slika 4 Dnevni hod temperature zraka pri tleh za tla z različno vsebnostjo vode.

Fig. 4 Daily course of air temperature near the ground at different values of ground wetness.

Slika 4 kaže, kako različne dnevne hode temperature zraka pri tleh dobimo, če predpišemo različne vrednosti vlažnosti tal. Pri tem pa še enkrat poudarimo, da je sicer vlažnost tal zelo važen parameter, vendar ga kljub temu ni potrebno spreminjati prek dneva. Evapotranspiracija jo le toliko zmanjša, da se vlažnost tal spremeni za 4% v celem dnevu. To vpliva na temperaturo zraka po modelu toliko, da se ta spremeni za 0.5°C. Seveda pa je potrebno upoštevati izdatnejše padavine. Te lahko hitro povečajo vlažnost tal na dvojno ali trojno vrednost.

SKLEP

Model za numerično napoved temperature tal in zraka pri tleh, ki je zasnovan na "force-restore" metodi Bhumralkarja /1/ in Blackadarja /2/, smo prilagodili jugoslovanskemu modelu za numerično napoved vremenskih kart.

Za samo vključitev modela za temperaturo v numerični model atmosfere je seveda potrebno vključiti tudi parametrizacijo planetarne mejne plasti. Prvi

poskusi v zvezi s tem dajejo dobre rezultate /13/. V numeričnem modelu atmosfere so na razpolago tudi podatki o vetru, zato z advekcijo po eni strani izglajujemo polja temperature pri tleh, po drugi pa upoštevamo spremembe temperature zaradi prisilnega adiabatnega gibanja zraka ob neravnih tleh. Ker poskus, da bi na preprost način statistično povezali količino oblačnosti z vrednostmi, ki so na razpolago v modelu atmosfere, ni dal zadovoljivih rezultatov /13/, bi bilo potrebno držati opazovane začetne vrednosti količine oblačnosti konstantne. Prav tako lahko ravnamo z vsebnostjo vode v tleh, razen ob močnejših padavinah. Če tla pokriva snežna odeja, bi bilo potrebno poznati njeno vodnost.

Rezultati kažejo, da dobimo s prikazanim modelom za numerično napoved temperature pri tleh dnevne hode in vrednosti temperature, ki so v realnih mejah, čeprav je model "suh", saj smo nekatere energijske tokove pri tleh izrazili na poseben način.

LITERATURA

- /1/ C.M. Bhumralkar: Numerical Experiments on the computation of Ground and Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. J.Appl.Met. 14 (1975), 1246-1258.
- /2/ A.K. Blackadar: Modelling the Nocturnal Boundary Layer. Am.Met.Soc., 3rd Symp.Atm.Turbulence, Diffusion and Air Quality, Oct. 19-22, 1976, Raleigh, 46-49.
- /3/ J. Rakovec in A. Hočevar: Vpliv reliefa na numerično napovedan dnevni hod temperature prizemne plasti zraka. Sprejeto v objavo v Razprave-Papers DMS.
- /4/ C.H.B. Priestley and R.J. Taylor: On the Assessment of surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. Month.Weath.Rev.100 (1972), 81-92.
- /5/ L.W. Snellman: Operational Forecasting Using Automated Guidance. Bull.Am.Met.Soc. 58 (1977), 1036-1044.
- /6/ Z.I. Janjić in F. Mesinger: Operativni numerični model za prognozo vremena Zveznega hidrometeorološkega zavoda v Beogradu.
- /7/ J. Rakovec: Jedan metod parametrizacije planetarnog graničnog sloja u numeričkom modelu atmosfere. Beograd, SHMZ, 1976, x+89 str.

- /8/ T.Yamada: On the Similarity Functions A, B and C of the Planetary Boundary Layer. J.Atm.Sci. 33 (1976), 781-793.
- /9/ A. Hočevár and J. Rakovec: General Models of Circum-Global and Quasi-Global Radiation on Hills of Simple Geometrical Shapes. Part I and II. Arch.Met. Biokl.Geoph. Ser.B 25 (1978), 151-176.
- /10/ P.N. Tverskoi: Physics of the Atmosphere. A Course in Meteorology. Jerusalem, IPST, 1965.
- /11/ G.W.Paltridge and C.M.R. Platt: Radiative Processes in Meteorology and Climatology. Amsterdam, Elsevier, 1976, xvii+318 pp.
- /12/ W.C. Swinbank: Long-wave radiation from clear skies. Quart. J.Roy.Met.Soc. 89 (1963), 339-348.
- /13/ J. Rakovec: Vpliv tal v numeričnem modelu atmosfere. Poročilo za RSS, VTOZD Fizika FNT, Ljubljana, 1979, 99 str.
- /14/ W.R.Van Wijk (editor): Physics of Plant Environment. Amsterdam, North-Holland Publ.Comp., 1963, xvi+382 pp.
- /15/ J. Rakovec: Jednodimenzionalni model za odreditev prizemske temperature. Poročilo za ZHMZ, VTOZD, Fizika FNT, Ljubljana, 1978, v+24+xxx str.
- /16/ B. Matičič: Vodnoretencijske lastnosti nekaterih tal v Sloveniji. Zbor.Biotehn.fak. XVII (1970), 67-76.
- /17/ B. Matičič: Vpliv razdalje horizontalne drenaže na nivo zasičene zone. Disertacija, BTF, Ljubljana, 1974, xviii+241 str.
- /18/ J.L. Monteith (editor): Vegetation and the Atmosphere. London, Acad.Press, Vol. 1 1975, 278 pp., Vol. 2 1976, 439 pp.
- /19/ R. Geiger: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, Vieweg, 1961, 646 str.
- /20/ J.W. Deardorff: A Parametrization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. J.Appl.Met. 16 (1977), 1182-1185.

NUMERIČNO FILTRIRANJE TEMPERATURNIH
PODATKOV S KREDARICE

NUMERICAL FILTERING OF TEMPERATURE
DATA FROM KREDARICA

551.506.3 : 551.524.1

551.5 : 681.3

Bojan LOGAR, Jože ROŠKAR, Boris ZUPANČIČ

Meteorološki zavod SRS, Ljubljana

SUMMARY

The numerical filtering is a method for smoothing the oscillations (with high and/or low frequencies) in a time series. The fast Fourier transform and the computer are used to filter numerically, and today, filtering is mostly done in this way.

Functions $F(u)$ and $f(t)$ are called Fourier integral transform pair, if the relationships (1) and (2) are true. Power spectrum, $S(u)$, is derived from spectrum, $F(u)$, by formula (4). $S(u)$ is analogical to squares of Fourier coefficients in a Fourier series expansion (page 21) and therefore a value of $S(u)$ is proportional to the variance of wave component with frequency u .

The necessary condition for periodical time series $f(t_j)$ and $F(u_k)$ to be Fourier transform pair are relations (5) and (6). But mostly the k series $f(t_j)$ is defined on finite interval $[0, T)$ only, with N equidistant samples. Periodicity with period T is then achieved with periodical continuation of the series outside the interval of definition. With the great N , the fast Fourier transform (FFT) method [3], based on (5) and (6), greatly reduces the elapsed computer time. It is recommended that N should be equal to the power of number 2.

Filtering is done by "correcting", i.e. multiplying (see (7)), the spectrum $F(u_k)$ with an appropriate filter $T(u)$ and transforming it back to filtered time series, $f_1(t_j)$. We took the simplest possible filter - the step function (8). With maximum and minimum frequency, i.e. u_{\max} and u_{\min} , we choose which frequency will be filtered out and which not.

The time series of the air temperatures measured daily at Kredarica from 1971 to 1976 is used (fig.1 - year 1973 only). It is transformed with FFT method to spectrum and then to power spectrum (fig.2). The highest peak corresponds to frequency 1.07 cycles per year. We smoothed (filtered) the original time series with $u_{\max} = 1/(27 \text{ days})$ and $u_{\min} = 0$ at first (fig.3). This is the so-called lowpass filter. The waves with frequencies greater than u_{\max} were diminished. the noise (fig.4), i.e. oscillations owing to "weather", with frequencies greater than u_{\max} , seems to be normally distributed (fig.5) around the smoothed curve. The next one was the bandpass

filter, which cuts off also the wave components with low frequencies (fig.7). Again $u_{\max} = 1/(27 \text{ days})$, but $u_{\min} = 1/(256 \text{ days})$. the lowpass filtered temperature data for $u_{\max} = 1/(256 \text{ days})$ only look as shown in fig.8. It shows a considerable annual changing of temperature.

POVZETEK

Numerično filtriranje je poseben primer glajenja tako visoko kot tudi nizkofrekvenčnih oscilacij v časovni vrsti. Danes se največkrat numerično filtrira z računalnikom in s hitro Furierovo transformacijo.

Avtorji opišejo matematične osnove numeričnega filtriranja in demonstrirajo vse tri tipe filtrov (nizkofrekvenčnega, pasivnega in visoko frekvenčnega) na časovni vrsti temperatur zraka, ki so jih dnevno merili na Kredarici v letih od 1971 do 1976. Analizirajo tudi močnostni spekter te vrste. Dobijo ga kot vmesni rezultat pri filtriranju.

UVOD

Pravkar končujemo z urejanjem 10-letnega arhiva podatkov dnevnik klimatoloških opazovanj z vseh postaj v Sloveniji. Arhiv je na magnetnih trakovih in bo zato podatke mogoče računalniško obdelovati. Na voljo bomo imeli torej podatke, sodobna raziskovalna sredstva (računalnike) imamo, osvojiti moramo še sodobno metodologijo analize teh podatkov.

V prispevku želimo opisati preprosto in hitro računalniško metodo za filtriranje časovnih vrst. Filtriranje nam pomeni transformacijo, ki iz vhodnega signala (časovne vrste) izloči šum ali pa v njem določene elemente poudari /1/. Poseben primer filtriranja je glajenje. Če privzamemo, da je vrsta oziroma krivulja sestavljena iz nekaj pravilnih časovnih valov in nekaj naključnih visokofrekvenčnih valovanj, oziroma iz koristne časovne krivulje in motnih fluktuacij, potem lahko z glajenjem moteča visokofrekvenčna valovanja izločimo. Pri analizi klimatoloških časovnih vrst, za primer, želimo izločiti naključne fluktuacije zaradi vremena, da ostanejo za analizo le še stalne počasne klimatološke valovne komponente. Glajenje je nizkofrekvenčno filtriranje, ker ohrani valovne komponente z nizkimi frekvencami. Z visokofrekvenčnim filtriranjem izločimo komponente z nizkimi frekvencami. Če nas zanimajo le nihanja temperature, krajša od enega leta, izločimo z visokofrekvenčnim filtriranjem izrazito enoletno in vsa daljša nihanja. Najsplošnejše je pasovno filtriranje, ki ohranja le valovanja s frekvencami iz v naprej izbranega frekvenčnega intervala.

Metoda sloni na računanju spektra časovne vrste s programom za hitro Fourierovo transformacijo. Prenosna funkcija je dvovrednostna stopničasta funkcija, ki v izbranem frekvenčnem intervalu zavzame vrednost 1, izven njega pa vrednost 0. Filtrirano časovno vrsto dobimo z istim programom z inverzno Fourierovo transformacijo produkta prenosne funkcije in spektra.

Praznujemo 25-letnico delovanja najvišje jugoslovanske meteorološke opazovalnice Kredarica. Zato smo za podatke, na katerih prikazujemo metodologijo

filtriranja, vzeli iz omenjenega arhiva v letih od 1971 do 1976 na Kredarici izmerjene temperature suhega termometra ob 14. uri.

FOURIEROVA TRANSFORMACIJA, MOČNOSTNI SPEKTER IN NUMERIČNO FILTRIRANJE

Vzemimo, da za neko funkcijo $f(t)$, za t z intervala $-\infty < t < \infty$, obstaja Fourierova transformiranka, $F(u)$:

$$F(u) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-2\pi iut} \cdot dt \quad (1)$$

za frekvenco u z intervala $-\infty < u < \infty$, in da dobimo z inverzno Fourierovo transformacijo spet funkcijo $f(t)$:

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(u) \cdot e^{2\pi iut} \cdot du, \quad (2)$$

potem pravimo, da sta $f(t)$ in $F(u)$ Fourierov transformacijski par. Fourierov integral (2) predstavlja funkcijo $f(t)$ v obliki vsote neskončnega števila sinusnih in cosinusnih nihanj z zvezno spreminjajočo se frekvenco u . Pravimo, da je funkcija $f(t)$ razvita v zvezni spekter. $F(u)$ imenujemo spekter oziroma gostoto spektra funkcije $f(t)$. V splošnem je kompleksna funkcija. Realni del označimo z $a(u)$, imaginarnega pa z $b(u)$:

$$F(u) = a(u) + i \cdot b(u) \quad (3)$$

Za realno funkcijo $f(t)$ iz (1) hitro sledi, da morata biti $a(u)$ soda, $b(u)$ pa liha funkcija:

$$a(-u) = a(u) \text{ in } b(-u) = -b(u) \quad .$$

S spektrom $F(u)$ je definiran tudi močnostni spekter (pravilneje: moč gostote spektra), $S(u)$:

$$S(u) = |F(u)|^2 = a^2(u) + b^2(u) \quad (4)$$

Tudi $S(u)$ je za realno funkcijo $f(t)$ soda funkcija: $S(-u) = S(u)$.

Funkciji $a(u)$ in $b(u)$ sta analogni Fourierovim koeficientom, a_k in b_k , ki jih dobimo pri harmonični analizi, če razvijemo kako periodično funkcijo, recimo $g(t)$, v Fourierovo vrsto:

$$g(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cdot \cos(2\pi kut) + b_k \cdot \sin(2\pi kut)) \quad .$$

Zapišemo jo lahko tudi v obliki:

$$g(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{\infty} A_k \cdot \sin(2\pi k u t + B_k),$$

kjer je A_k amplituda k -te sinusne komponente in se izraža s Fourierovima koeficientoma a_k in b_k takole:

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}.$$

Ker za (3) velja, da je:

$$|F(u)| = \sqrt{a^2(u) + b^2(u)},$$

je funkcija $|F(u)|$ analogna amplitudam sinusnih komponent pri harmonični analizi, močnostni spekter $S(u)$ pa kvadratom amplitud.

To pomeni, da dobimo na grafu močnostnega spektra neke funkcije za valovanja, ki v njej nastopajo z najvišjimi amplitudami, tudi najvišje vrednosti in izrazite vrhove. Graf močnostnega spektra predstavlja v bistvu verjetnostno porazdelitev valovanj z različnimi frekvenca, ki v dani funkciji ali časovni vrsti nastopajo. Na ordinati čitamo vrednost, ki je sorazmerna varianci vrednosti posamezne valovne komponente, na abscisi pa komponentno frekvenco.

Večinoma je funkcija $f(t)$ dana kot končna časovna vrsta. Definirana je samo v N ekvidistančnih točkah, t_j , na intervalu $[0, T)$:

$$t_j = j \cdot T / N = j \cdot \Delta t; \quad j = 0, 1, \dots, N-1.$$

Z diskretizacijo oziroma z izbiro intervala vzorčenja, Δt , je po izreku o vzorčenju spekter $F(u)$ lahko od nič različen le za frekvence absolutno manjše od Nyquistove frekvence: $u_{Ny} = 1/(2 \cdot \Delta t)$. Če sedaj zahtevamo, da naj se $F(u)$ izven intervala $[-u_{Ny}, u_{Ny}]$ periodično nadaljuje, torej da naj velja:

$$F(u) = F(u + 2 \cdot m \cdot u_{Ny}),$$

in da naj se periodično nadaljuje izven intervala $[0, T)$ tudi funkcija $f(t)$:

$$f(t) = f(+m \cdot T) \quad (m \text{ je poljubno celo število}),$$

potem je trapezno pravilo za taki funkciji $F(u)$ in $f(t)$ odlična aproksimacija za računanje njunih Fourierovih integralov (1) in (2) in velja /2/:

$$F(u_k) = (T/N) \cdot \sum_{j=0}^{N-1} f(t_j) \cdot e^{-2\pi i u_k t_j} \quad (5)$$

in

$$f(t_j) = (1/T) \cdot \sum_{k=-N/2+1}^{N/2-1} F(u_k) \cdot e^{2\pi i u_k t_j}, \quad (6)$$

kjer je: $u_k = k/T = k \cdot \Delta u$, $k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm(N/2-1)$.

Tudi vrsti $F(u_k)$ in $f(t_j)$ sta Fourierov transformacijski par, diskreten in končen. Predstavlja transformacijo časovne vrste v njen spekter in obratno, transformacijo spektra nazaj v časovno vrsto.

Kadar je število točk N zelo veliko, se čas računanja vsote v (5) ali (6) bistveno skrajša z uporabo hitre Fourierove transformacije (FFT) /3/. Napačna metode je najmanjša, če je N enako potenci števila 2.

Kot smo uvodoma omenili, je namen filtriranja ohraniti v časovni vrsti valovanja s frekvencami iz izbranega frekvenčnega območja, valovanja s frekvencami izven tega območja pa izločiti. Spektra originalne in njene filtrirane časovne vrste se razlikujeta le pri frekvencah izven izbranega frekvenčnega pasu. Tam je namreč moč filtrirane časovne vrste enaka nič, moč originalne vrste pa je lahko od nič različna. Iz tega sledi, da bi lahko dobili filtrirano časovno vrsto z inverzno Fourierovo transformacijo primerno "popravljenega" spektra originalne vrste. Dejansko potem transformiramo spekter originalne vrste, $F(u)$, tako, da ga pomnožimo z neko prenosno funkcijo $T(u)$. Pri frekvencah u_k , $k = 0, -1, \dots, \pm(N/2-1)$ je novi spekter, $F_1(u_k)$, enak:

$$F_1(u_k) = T(u_k) \cdot F(u_k) \quad (7)$$

V našem primeru smo za $T(u)$ enostavno vzeli dvovrednostno funkcijo:

$$T(u) = \begin{cases} 1 & : u_{\min} \leq |u| \leq u_{\max} \\ 0 & : |u| < u_{\min} \text{ ali } |u| > u_{\max} \end{cases} \quad (8)$$

u_{\min} je najmanjša, u_{\max} pa največja frekvenca valovanja, ki naj se pri filtriranju ohrani. Njuha izbira je odvisna od narave problema. Za glajenje vzamemo: $u_{\min} = 0$, tako da se izločijo samo valovanja (šum) s frekvenco, večjo od u_{\max} . Iz spektra $F_1(u_k)$ dobimo filtrirano časovno vrsto, $f_1(t_j)$, za $j = 0, 1, \dots, N-1$, po formuli (6) spet s hitro Fourierovo transformacijo (FFT).

Če povzamemo, potem je potek metode tak:

1. Časovno vrsto $f(t_j)$ z dolžino N (N je enak potenci števila 2) transformiramo s FFT v spekter $F(u_k)$.
2. Tvorimo močnostni spekter $S(u_k)$.
3. Na grafu močnostnega spektra $S(u_k)$ izberemo frekvenci u_{\max} in u_{\min} .
4. Tvorimo "popravljen" spekter $F_1(u_k)$.
5. Z inverzno FFT transformiramo spekter $F_1(u_k)$, da dobimo filtrirano časovno vrsto $f_1(t_j)$.

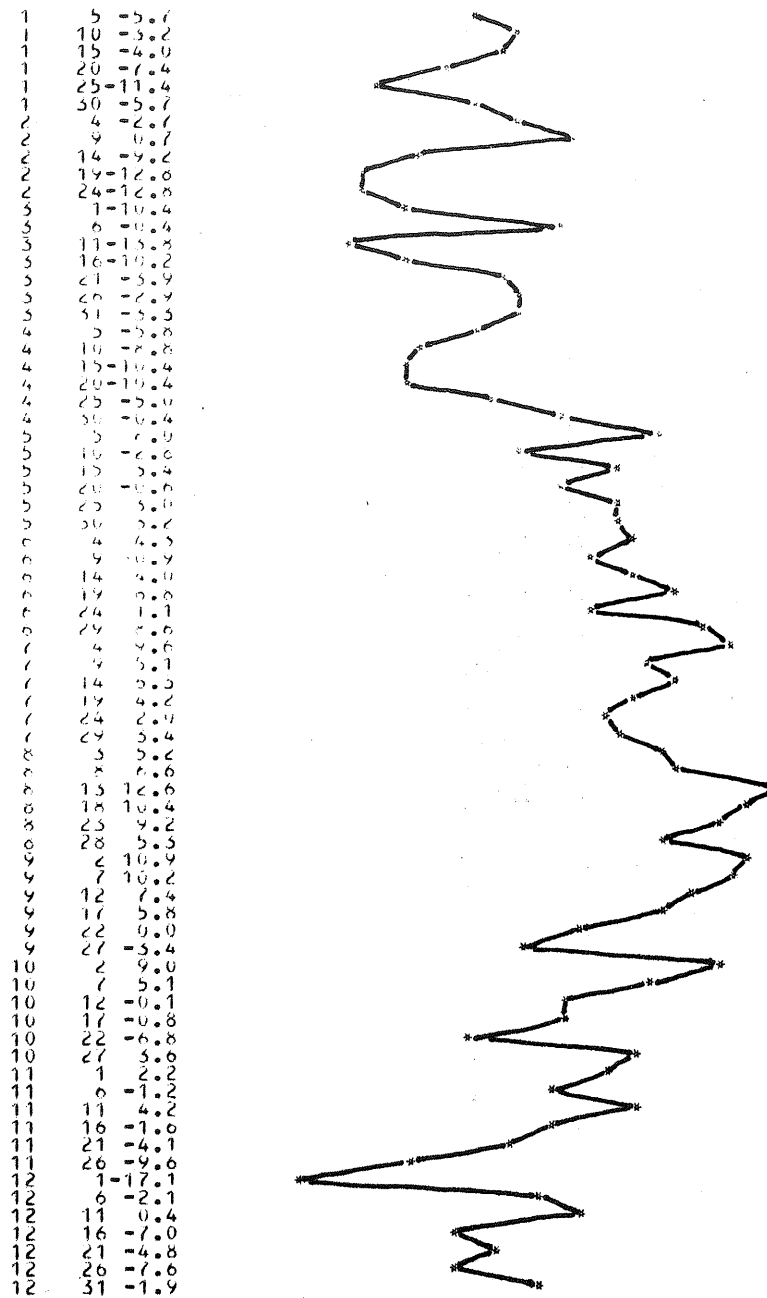
REZULTATI IN RAZPRAVLJANJE O FILTRIRANJU ČASOVNE VRSTE TEMPERATURNIH PODATKOV

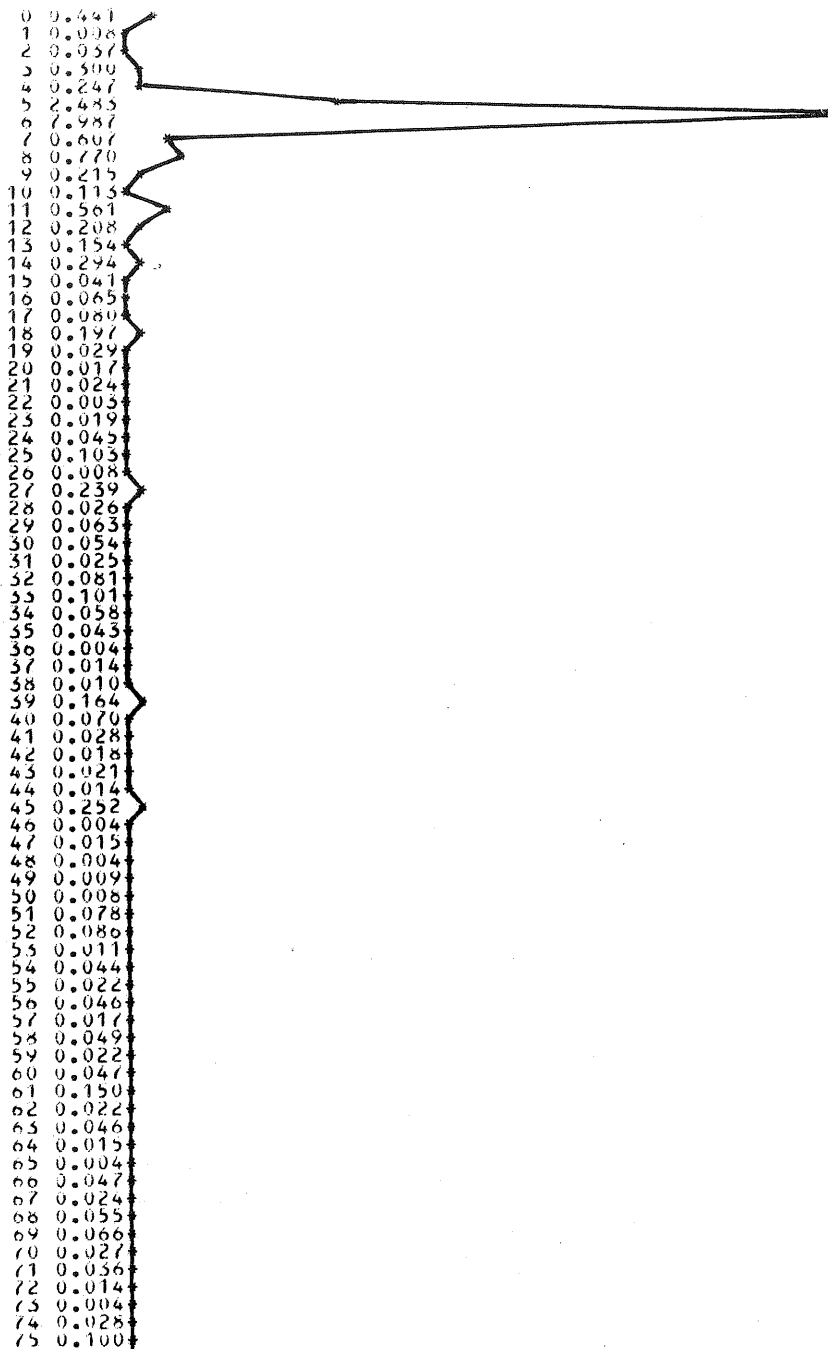
Filtrirali smo časovno vrsto temperatur suhega termometra, ki so jih dnevno merili ob 14. uri na Kredarici v času od 1.1.1971 do 9.8.1976. Dolžina vrste, T , je 2048 dni, torej je število podatkov $N=2048$. To dolžino smo izbrali izključno zaradi tega, ker je za algoritem programa za hitro Fourierovo transformacijo (FFT) najugodnejše, če je N enak potenci števila 2 ($2048 = 2^{11}$). Vrsta je na sliki 1 izrisana zaradi omejenega prostora le za vsak peti dan v letu 1973. Najopaznejša so visokofrekvenčna nihanja temperature zaradi spreminjanja "vremena", z valovnimi dolžinami do nekaj deset dni, in sezonsko nihanje, z enim nihajem na leto (nizkofrekvenčna valovna komponenta). Amplitudi obeh vrst nihanj sta približno enako veliki, zato so nihanja z valovnimi dolžinami, daljšimi od nekaj deset dni, precej zabrisana.

Časovno vrsto temperatur smo s programom za hitro Fourierovo transformacijo (FFT) najprej pretvorili v diskreten spekter. Podprogram FOUR1, ki napravi FFT, je leta 1967 napisal N. Brenner, MIT Lincoln Laboratory. Ker so naši podatki realna števila, podprogram FOUR1 pa dela s kompleksnimi, postavimo na začetku vse imaginarne komponente enake nič. S kvadriranjem spektra (4) smo dobili močnostni spekter, slika 2. Tako dobljeni spekter je za frekvenčno analizo po valovnih komponentah še neprimeren. Potrebno ga je namreč predelati, tako da se pri še dovolj visoki statistični stabilnosti čim bolj odpravi razmazanost vrhov in zmanjša vpliv cele vrste nižjih vrhov, ki obkrožajo vsak glavni vrh $1/4$. S tem se ločljivost in zanesljivost določanja dejanskih valovnih komponent v časovni vrsti poveča. Nam rabi spekter le za določanje frekvenčnega pasu za prenosno funkcijo (8), za to pa je dober tudi surovi, neobdelani spekter.

Na močnostnem spektru na sliki 2 čitamo na abscisi frekvenčno število, k , to je - število nihajev v času T . Vrednost ordinate (zgornja vrsta) pri nekem k je enaka moči spektra pri tistem k . Izrazit vrh obstaja pri $k=6$, kar ustreza frekvenci $u=k/T = 1.07/\text{leto}$ in valovni dolžini 341 dni, torej približno letnemu nihanju temperature. Moč pri tej frekvenci je enaka $7.99 (^{\circ}\text{C})^2$, amplituda valovanja pa 2.8°C . Za valovanja z valovnimi dolžinami, za katere čas T ni natančno njihov mnogokratnik, se vrhovi v spektru razširjajo čez širše frekvenčno območje (razmazanost), moč valovne komponente se razdeli na več sosednjih frekvenc. Zato je razumljivo, da je amplituda 2.8°C pri $k = 6$ dva do trikrat manjša od približno ocenjene amplitude letnega nihanja na sliki 1.

Fig. 1 Temperatures measured at Kredarica in 1973 (le vsak 5. dan). Od spodaj navzgor: mesec in dan (abscissa), temperatura v $^{\circ}\text{C}$ (ordinate).





Slika 2 Močnosni spekter temperaturnih podatkov s Kredarice za čas od 1.1.1971 do 9.8.1976
 Spodaj - frekvenčno število (abscisa), zgoraj - moč ali varianca v (°C)² (ordinata)

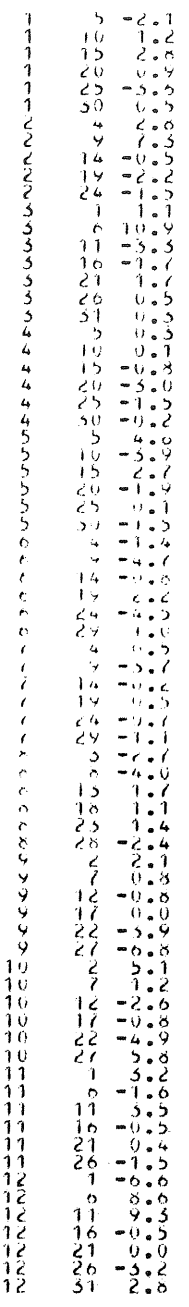
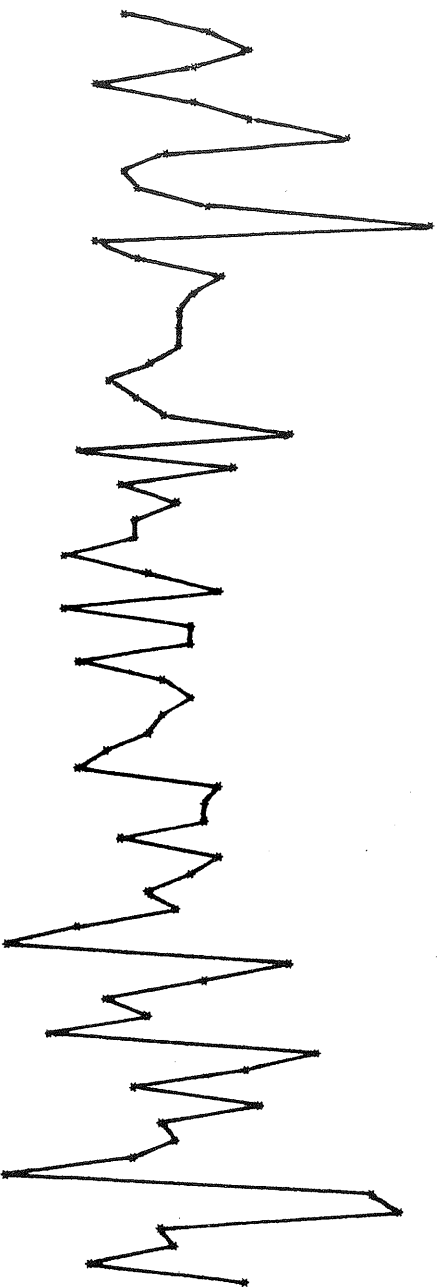
Fig. 2 Power spectrum of temperature data at Kredarica from the 1st January 1971 to the 9th August 1976. Below - frequency numbers (abscissa), above - power or variance in (°C)² (ordinate).

Vrhovi pri k je enako: 8, 11, 14, 18, 27, 39, in 45 (slika 2), so od glavnega vrha pri k = 6 precej nižji. Po vrsti približno ustrezajo valovnim dolžinam: 8, 6, 5, 4, 2.5, 2 in 1.5 meseca. Ker je močnosni spekter soda funkcija, smo ga na sliki 2 izrisali samo za nenegativna frekvenčna števila k, in še to le za prvih 75.

Prenosna funkcija $T(u)$ je po formuli (8) določena z izbiro največje in najmanjše frekvence, pri kateri naj se valovanja še ohranijo. Za največjo smo izbrali: $u_{\max} = 1/27$ dni. Ker smo se namenili časovno vrsto najprej samo zgladiti, je najmanjša frekvenca u_{\min} enaka nič. To pomeni, da valovanja z valovnimi dolžinami, daljšimi od enega meseca, ostanejo, valovanja s krajšimi valovnimi dolžinami pa se izločijo. Frekvenci u_{\max} pripada frekvenčno število: $k_{\max} = u_{\max} \cdot T \doteq 75$. Transformirani spekter $F_1(u_k)$ oziroma transformirani močnosni spekter $S_1(u_k)$ se od originalnih spektrov $F(u_k)$ oziroma $S(u_k)$ ločita le za k-je, za katere velja: $|k| > k_{\max} = 75$. Vrednost $F_1(u_k)$ in $S_1(u_k)$ je tam enaka nič.

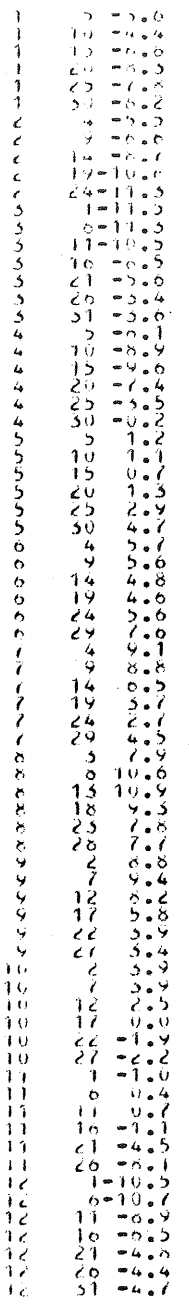
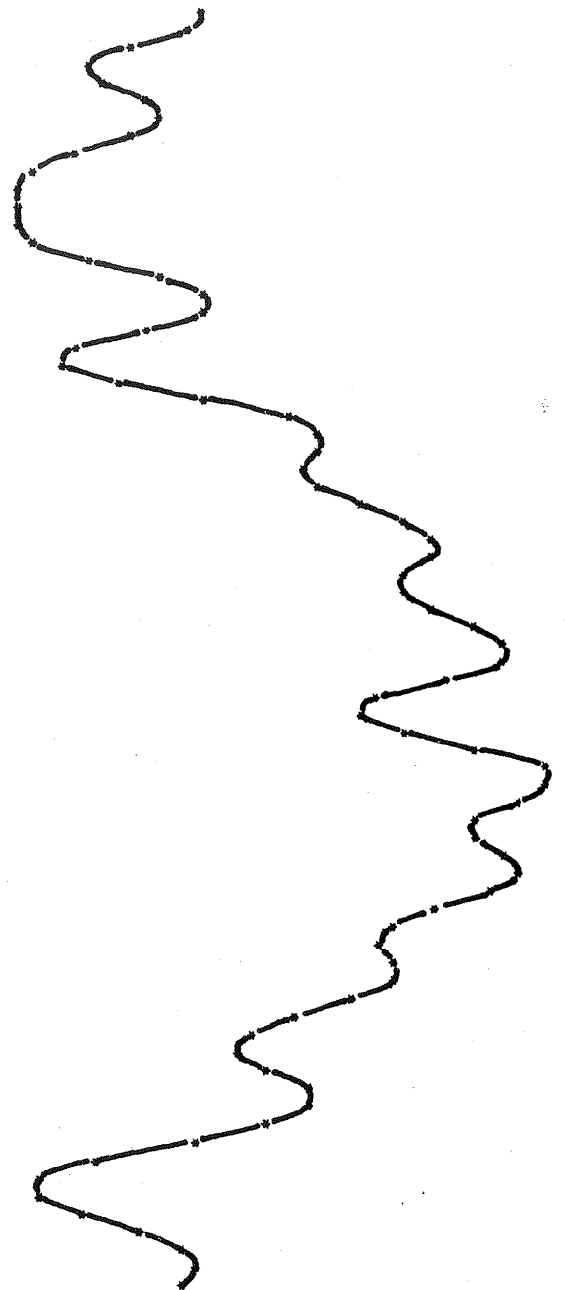
Zglajeno časovno vrsto (slika 3) smo dobili z inverzno FFT spektra $F_1(u_k)$. Vrsta je spet izrisana le za vsak peti dan v letu 1973. V primerjavi z vrsto izmerjenih temperatur na sliki 1 je letni temperaturni cikel ravno tako dobro opazen, izstopa pa cela vrsta nihanj z različnimi amplitudami in valovnimi dolžinami okrog enega meseca. Najvišja temperatura na zglajeni krivulji, 10.9°C, nastopa istega dne (13. avgusta) kot najvišja izmerjena temperatura na krivulji tega leta, 12.6°C. Drugače je z najnižjo temperaturo. Na zglajeni krivulji nastopa dne 1. marca, -11.5°C, na izmerjeni pa 1. decembra, -17.1°C. V času od 19. februarja do 11. marca, ko vsebuje zglajena krivulja širok lokalni (in absolutni) minimum do -11.5°C, je bila (6. marca) izmerjena tudi temperatura -0.4°C. To kaže, da je variabilnost temperature zaradi "vremena" precej velika. Še bolje se to vidi na krivulji razlik med izmerjenimi temperaturami in vrsto zglajenih temperatur, ali pa na histogramu frekvenčne porazdelitve razlik. Krivulja razlik (slika 4) kaže šum oziroma nihanja temperature zaradi vremenskih procesov, ki so krajši od enega meseca, frekvenčni histogram pa (slika 5), da je šum normalno porazdeljen okrog zglajene krivulje in da so amplitude, ki jih doseže šum, enakega velikostnega reda kot amplituda letnega nihanja temperature s slike 3.

Z nizkofrekvenčnim filtriranjem smo časovno vrsto zgladili in s tem odstranili visokofrekvenčne motnje. Včasih je treba odstraniti tudi počasne valovne komponente, ki morda zakrivajo iskane periodičnosti. Letni temperaturni cikel je lahko tak primer. Najmanjšo frekvenco u_{\min} prenosne funkcije $T(u)$ za pasovni filter smo izbrali na močnosnem spektru časovne vrste na sliki 2. Ugotovili smo že, da vrh pri k = 6 ustreza 341 dnevni periodi, pri k = 8 pa že 8 mesečni oziroma 256 dnevni periodi.



Slika 4 Šum₀ Razlika med krivuljo izmerjenih temperatur in zglajeno krivuljo temperatur (v °C) za leto 1973

Fig 4 Noise. Curve of differences between measured temperatures and smoothed curve of temperatures in °C in the year 1973.



Slika 3 Zglajena krivulja temperatur v °C za leto 1973.

Fig. 3 Smoothed curve of temperatures in °C in the year 1973.

Ker bomo odstranili le valovanja s periodami z dolžinami enega leta in več, vzamemo za najmanjše frekvenčno število kar $k_{min} = 8$. Najmanjša frekvenca je torej $u_{min} = 1/256$ dni, največja pa je enaka kot prej, $u_{max} = 1/27$ dni.

Z zgoraj definirano prenosno funkcijo transformirani močnostni spekter temperaturnih podatkov kaže slika 6. Ker so vrednosti spektra za k -je manjše od 8 enake nič, je slika spektra v primerjavi s spektrom na sliki 2 precej bolj fina. Poleg vrhov pri k je 8, 11, 14, 18, 27, 39 in 45 sta tu izrazitejša vrhova še pri k je 61 in 75. Ustrezata periodama z dolžinama 34 oziroma 27 dni. Najmimogrede omenimo, da 27 dnevno temperaturno periodo povezujejo s pravilno 27 dnevno periodo rotacije sonca /5/.

Inverzna FFT nam da pasovno filtrirano časovno vrsto temperaturnih podatkov, slika 7. Letni cikel je odstranjen ali pa vsaj močno oslabljen. Najdaljša opazna perioda ima dolžino približno 8 mesecev. Nihanja z valovnimi dolžinami okrog enega meseca so identična nihanjem z enakimi valovnimi dolžinami na zglajeni krivulji na sliki 3.

Pasovno filtrirano vrsto smo nato odšteli od zglajene vrste. Dobili smo vrsto (slika 8), ki jo sestavljajo le nizkofrekvenčne valovne komponente s frekvencami, manjšimi od $1/256$ dni. Na sliki je spet izrisana le temperatura za vsak peti dan v letu 1973, zato je viden le letni temperaturni cikel. Najvišjo temperaturo doseže 3. avgusta, 6.6°C , kar se sorazmerno dobro ujema z datumom najvišje izmerjene temperature in najvišje temperature na zglajeni krivulji (13. avgusta). Datumi najnižje temperature, -8.6°C , od 20. do 25. januarja pa se ne ujemajo niti z datumom najnižje izmerjene, niti z datumom najnižje temperature na zglajeni krivulji.

Na koncu so zaradi preglednosti zbrane za vseh pet krivulj najvišje in najnižje temperature ter njihove razlike še v tabeli.

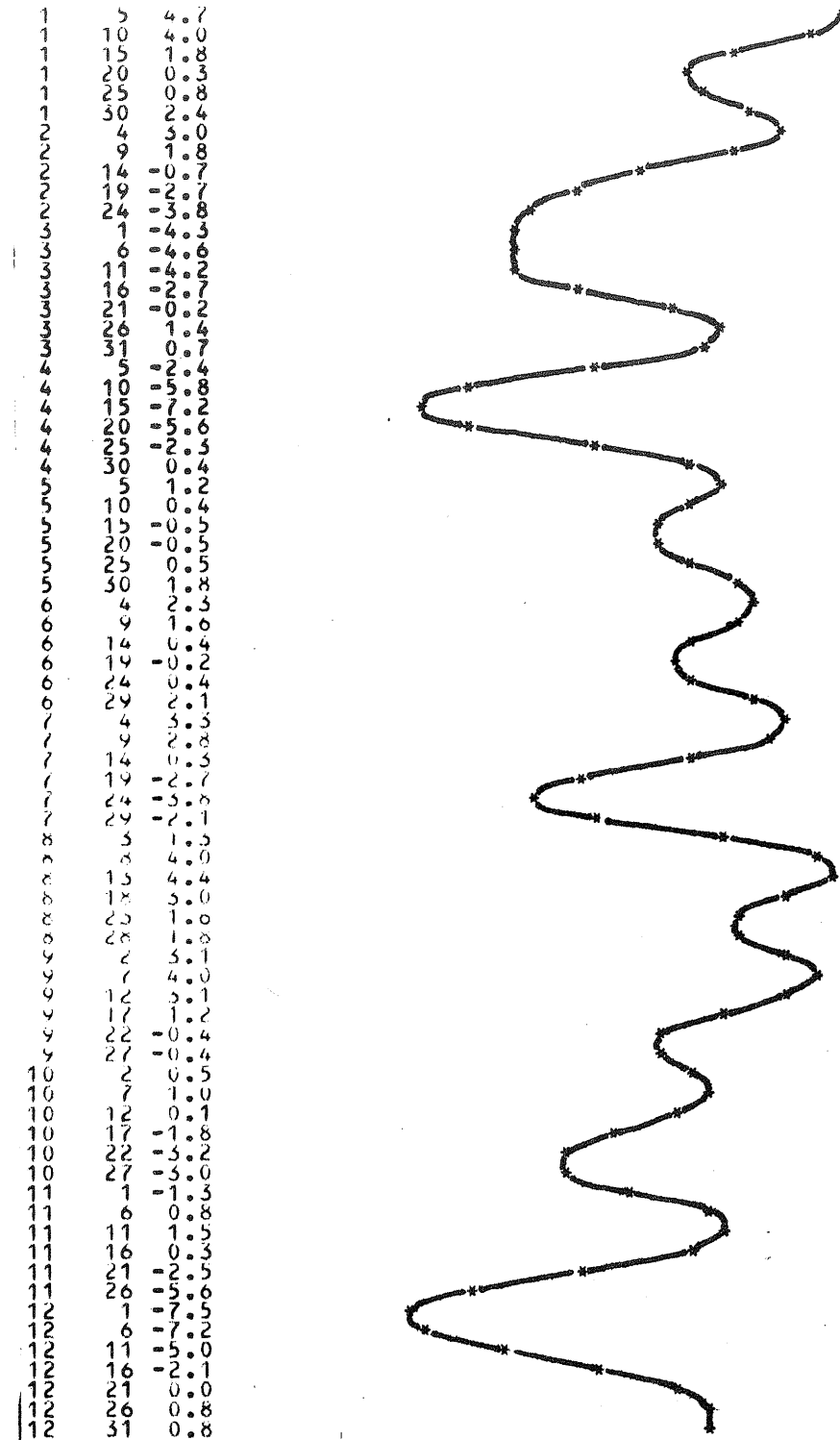
krivulja	max temp.	min temp.	razlika
izmerjena (+)	12.6	-17.1	29.7
zglajena	10.9	-11.5	22.4
letni cikel	6.6	- 8.6	15.2
pasovno filtrirana	4.7	- 7.5	12.2
šum (+)	10.9	- 6.8	17.7

(+) upoštevane so samo vrednosti, izrisane na krivulji (vsak 5. dan), zato so vrednosti lahko absolutno tudi višje.

Tabela Najvišje in najnižje temperature ter njihove razlike v $^{\circ}\text{C}$

Table The highest and the lowest temperatures and their differences in $^{\circ}\text{C}$.

Slika 7 Pasovno filtrirana krivulja temperatur v $^{\circ}\text{C}$ za leto 1973
Fig. 7 Bandpass filtered curve of temperatures in $^{\circ}\text{C}$ in the year 1973.

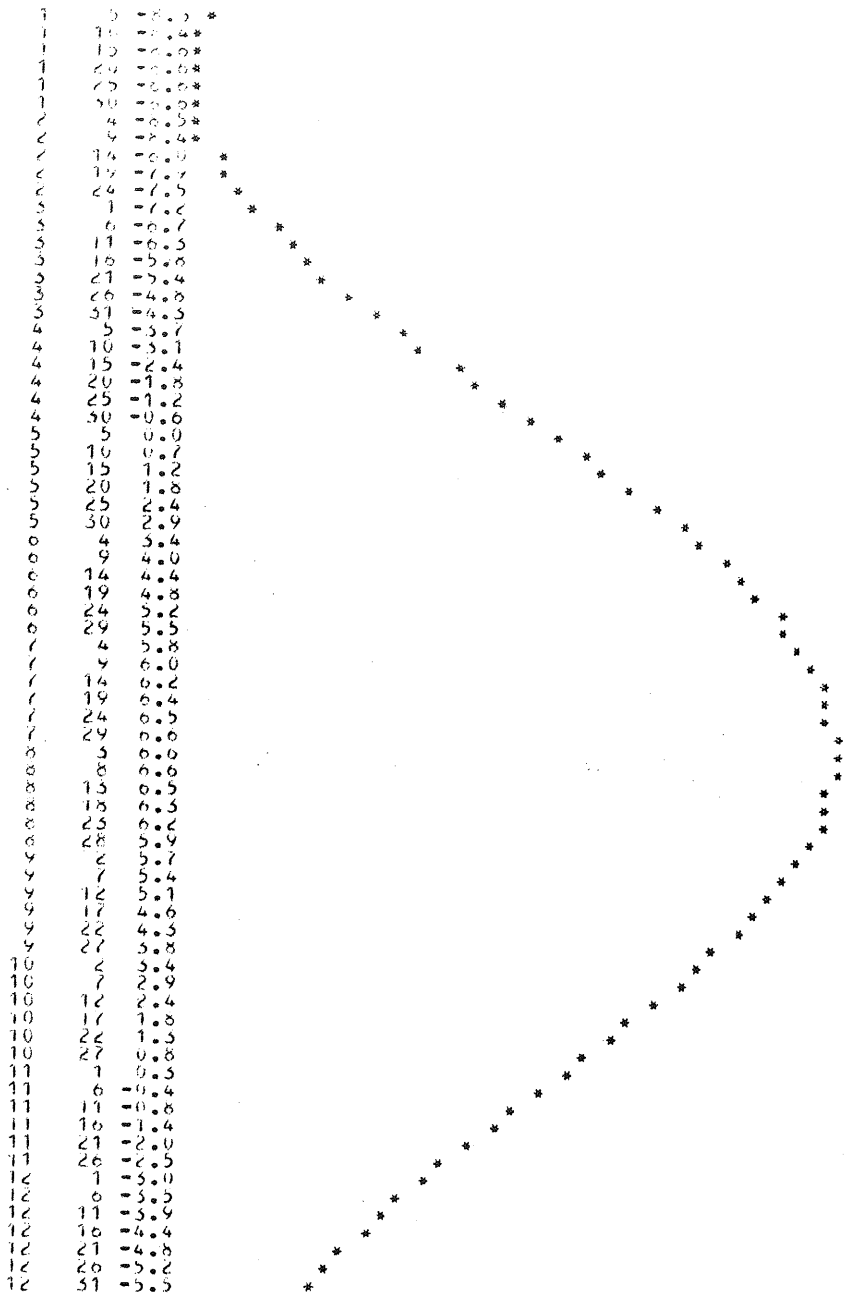


Izdelali smo računalniške programe za filtriranje časovnih vrst. Preizkusili smo jih na temperaturnih podatkih s Kredarice. Za glajenje pomenijo učinkovito orodje. Šele zglajene časovne vrste klimatoloških parametrov so lahko primerno izhodišče za študij klimatoloških zakonitosti in za dolgoročno napovedovanje vremena. Na pasovno filtriranih vrstah temperaturnih podatkov (ena od njih je na sliki 7) bi, na primer, lahko iskali temperaturne singularnosti, lahko bi študirali tudi morebitne pravilnosti pri vdorih topllega oziroma hladnega zraka.

Za temperaturne podatke s Kredarice smo izrisali tudi njihov močnostni spekter. Je stranski proizvod pri filtriranju. Spektralna analiza pa nudi klimatologiji še druge bogate možnosti.

LITERATURA

- /1/ KENDALL M.G.: Time - Series. Griffin, London, 1973
- /2/ COLLEY J.W., P.A.W. LEWIS and P.D. WELCH: Application of the FFT to Computation of Fourier Integrals, Fourier Series, and Convolution Integrals. IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics, Vol.AU-15, No.2, June 1967, str. 79 - 85.
- /3/ G-AE SUBCOMMITTEE ON MEASUREMENT CONCEPTS: What is the Fast Fourier Transform ? - ibd -, str. 45 - 66.
- /4/ JENKINS G.M.: Spektralni analiz i jevo priloženija (prevod iz angleščine). Moskva, 1971.
- /5/ STRINGER E.T.: Techniques of Climatology. W.H. Freeman and Co., 1972.



Slika 8 Letni temperaturni cikel v $^{\circ}\text{C}$ za leto 1973 - razlika med zglajeno in pasovno filtrirano krivuljo temperatur

Fig. 8 Annual temperature cycle in $^{\circ}\text{C}$ in the year 1973 - difference between smoothed and bandpass filtered curves of temperatures.

EMISIJSKI POTENCIAL SO₂ ZA
VEČINO KOTLIN SLOVENIJE

EMISSION POTENTIAL OF SO₂ FOR
MAJORITY OF BASINS IN SLOVENIA

551.510.42

Zdravko PETKOVŠEK

Katedra za meteorologijo,
VTO Fizika, FNT, Ljubljana

SUMMARY

In not rarely occurred cases, when the basins are filled up with the cold air lakes bordered above with strong temperature inversion, the basin atmosphere is a closed system. In such parts of the atmosphere the concentrations of air pollution can reach high values, although the emissions are not abundant. By the pollution with SO₂ its decay is proportional to the concentrations, therefore after a time, a balanced state is established. If in the developed model /9/ such a state is prescribed with MDK (maximum allowed concentrations, e.g. 0,3 mg/m³), the emission intensity limit for the chosen valley or basin can be defined, by that the concentrations of SO₂ in basin atmosphere will keep under MDK. This emission intensity limit is called emission potential SO₂ of a basin.

Emission potential of a basin depends mainly on the volume of the basin atmosphere, but the volume depends on many relief characteristics, the most important being the ones that determine the height H of the bordering inversion layer. The methods to determine H are explained in an other work /3/, here only H values and the basin volumes are given for the second group or for all of 23 basins of Slovenia treated.

Special troubles arise with the narrow and deep basins, particularly if they are considerably branched or uncircular. In such basins more blocking layers one above the other can be observed. Some methods for determination of H (e.g. openness G (z)) are useless in such cases, but some others give to low values that are not in agreement with the conditions for longer persistence during the day /8/. Therefore, for such basins the minimum H was set on H = 70 m, and the emission potential was calculated with the according value of volume. There are only five such basins however (Table 1), and for all others the emission potential is determined rather precisely (Table 2).

In wintertime in many basins of Slovenia the concentrations of SO₂ are too high due to fact that the emission potential is exceeded by the real emission of SO₂. No other measures but the diminishing of emission can be effective in such cases.

POVZETEK

Pri onesnaženju zraka z SO_2 je izpad sorazmeren koncentracijam, zato se po nekem času ustavi ravnotežno stanje. Za predpisane MDK lahko po modelu izračunamo mejno jakost dovoljenih emisij, kar imenujemo emisijski potencial SO_2 neke kotline. Emisijski potencial je predvsem odvisen od volumna kotlinske atmosfere, ta pa od mnogih reliefnih karakteristik kotline: predvsem od tistih, ki določajo višino zaporne plasti H. Po že izdelanih metodah so določene in dane višine in volumni za drugo skupino štirinajstih kotlin Slovenije ali za vseh obdelanih 23 kotlin skupaj. Težave so pri ozkih in globokih kotlinah, ki so močno razvejane ali nekrožne. Toda takih je med obravnavanimi le pet; za druge pa je emisijski potencial določen dokaj natančno.

UVOD

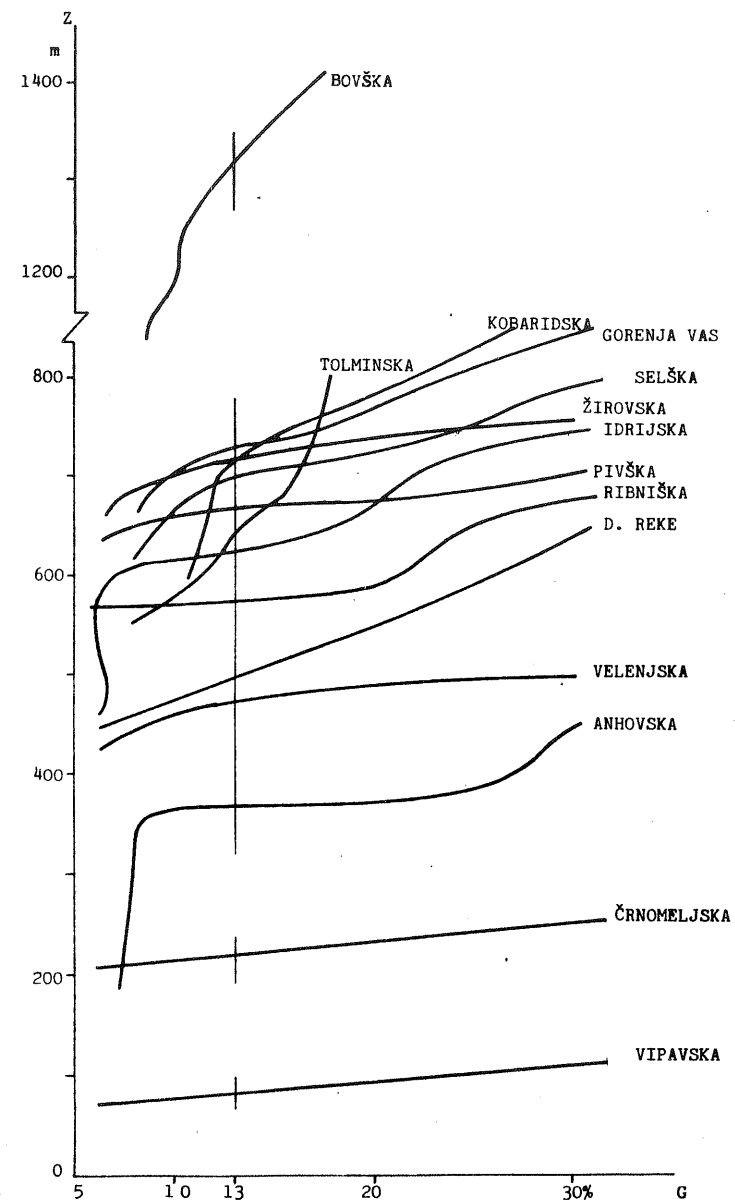
Znano je, da prihaja do najvišjih koncentracij onesnaženja zraka z SO_2 v naših kotlinah pozimi navadno tedaj, ko kotline zapolnjujejo jezera hladnega zraka. Nad njimi leži toplejši zrak, prehodna plast temperature inverzije pa preprečuje izmenjavo zraka. Hladen zrak v kotlini je glede svoje mase in raznih primesi zaprt sistem, tako da že ob sorazmerno majhni emisiji koncentracije primesi hitro naraščajo. Ker se pri SO_2 z večanjem koncentracij, večja tudi njegov izpad /1/, se ustvari po daljšem času neko ravnotežno stanje. V prejšnjih raziskavah /2/ smo postavili numerični model za računanje porasta koncentracij in za določitev ravnotežnih stanj. Z zadnjimi je določen emisijski potencial kotline, ki je meja, kakšna še sme biti emisija SO_2 v neki kotlini, da onesnaženje z SO_2 v njej ne bo preseglo dovoljene meje $0,3 \text{ mg/m}^3$. Izračuni potenciala in emisij za devet kotlin Slovenije so pokazali, da so v večini primerov pozimi emisije prevelike in zato seveda tudi koncentracije onesnaženja prevečkrat presegajo dovoljene meje.

Podobno oceno emisijskega potenciala bomo naredili za drugo skupino nadaljnjih 14 kotlin Slovenije. Pri tem pa se pri ozkih in razvejanih kotlinah pojavijo pri izračunih težave, ki jih rešujemo z uvedbo novih reliefnih karakteristik.

Bistvena potavka v modelu za določanje emisijskega potenciala neke kotline, je volumen kotlinske atmosfere. Ta se spreminja z vremenskimi razmerami ter v dnevnem in letnem ciklu. Za izračun emisijskega potenciala pa moramo določiti poprečno ali karakteristično vrednost volumna kotlinske atmosfere ob horizontalni zgornji meji jezera hladnega zraka. Meritve za določitev višine ali globine jezera hladnega zraka imamo le malo, zato ocenjujemo te vrednosti predvsem iz reliefnih karakteristik kotlin /3,4/, ki jih moramo zato določiti tudi za to drugo skupino kotlin.

NEKATERE RELIEFNE KARAKTERISTIKE KOTLIN

Med reliefne karakteristike kotlinske atmosfere - kot je detajlno prikazano v raziskavah /4/ sodijo: površina preseka kotlinske atmosfere na raznih višinah, linearna odprtost, volumen kotlinske atmosfere, karakteristični volumen kotline, površina iztočnih presekov, poprečna globina jezera hladnega



Slika 1 Linearne odprtosti kotlin $G(z)$ za drugo skupino kotlin Slovenije

Fig. 1 Linear openness of basins $G(z)$ for the second group of basins in Slovenia

zraka H, ohlajevalna površina, površinsko razmerje, relativni odtok in čas izmenjave kotlinskega zraka. Ker so definicije in enačbe za izračun teh karakteristik že dane, bomo v nadaljnjem ponovili le bistvene od njih ter prikazali probleme, ki so se pojavili pri določanju teh karakteristik v drugi skupini kotlin.

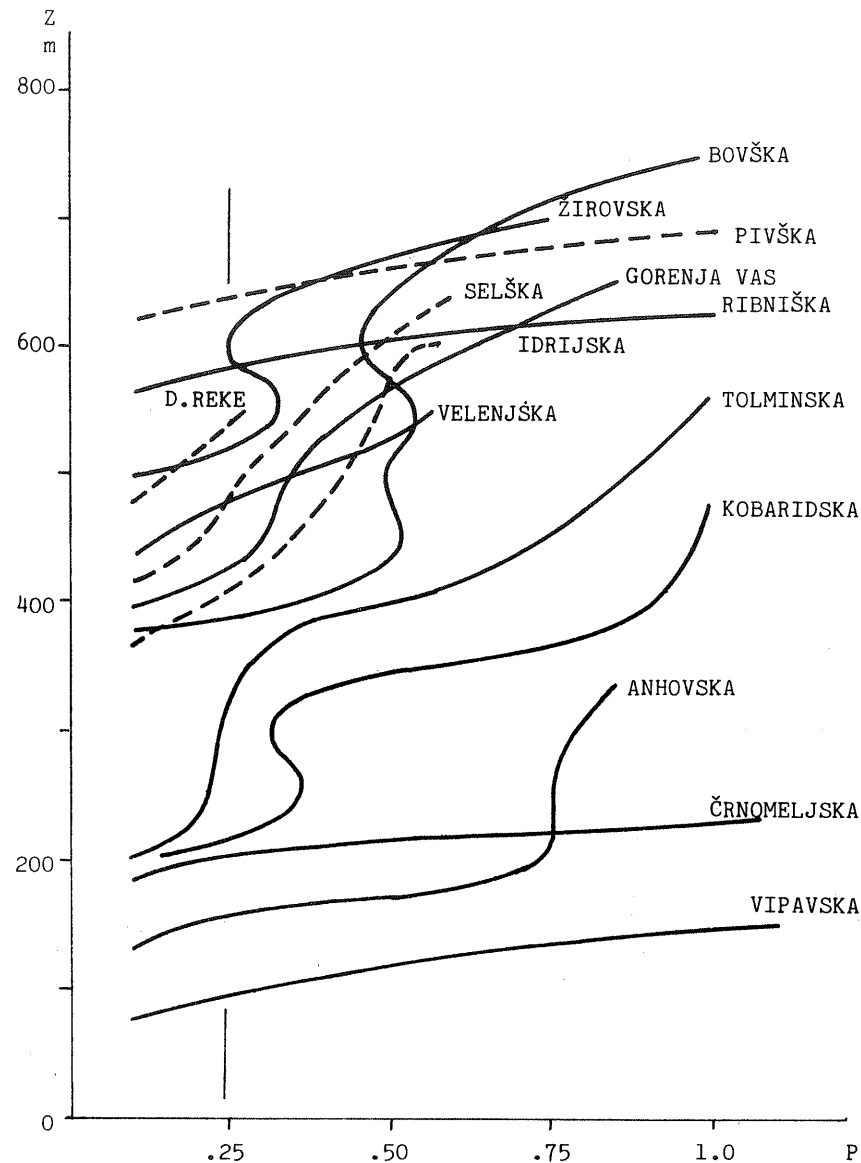
Linearna odprtost (ki je razmerje med razdaljo odprtega dela kotline na neki višini in med krožnico kroga enake površine, kot jo zapira na tej višini kotlina) daje eno izmed možnosti za določitev poprečne višine jezera hladnega zraka (H_G) in s tem osnovo za določitev volumna kotlinske atmosfere. Linearna odprtost kotlin narašča z višino. V primerjavi z znanimi poprečnimi višinami se je pokazalo, da sega jezero hladnega zraka navadno do tiste višine, kjer je linearna odprtost (G) okrog 13%. Če torej računamo za vsako kotlino njeno linearno odprtost od dna navzgor, je višina H_G enolično določljiva - slika 1. Vrednosti tako določene višine H_G za posamezne kotline pa so razvidne iz ustrezne kotline v tabeli 1.

Drug način za določanje višine jezera hladnega zraka kot osnove za izračun poprečnega volumna kotlinske atmosfere je prek površinskega razmerja (P). Izhajamo iz postavke, da vlada na višini H_p določeno razmerje med dotokom hladnega zraka v kotlino iz obrobnih pobočij in med iztokom zraka skozi vertikalni presek odprtine kotline proti nižje ležečim in večjim reliefnim enotam, kamor lahko zrak odteka. Tako imenovane "ohlajevalne površine", ki dovajajo zrak v kotlino pa ne segajo do vrhov obrobnih grebenov, ker se zrak z njih zaradi adiabatnega ogrevanja pri spustu ne more spustiti v kotlino; pač vzamemo, da te površine zajemajo le okoli 50 m visok pas pobočij nad višino H. Ker ne poznamo posameznih sorazmernostnih faktorjev, smo določili skupni sorazmernostni faktor iz površinskega razmerja tistih kotlin, za katere nam je H poznan. Tako se je pokazalo, da je pri širokih kotlinah H nekje pri vrednostih $P = 0,24$. V prvi skupini kotlin se je tako določena višina H_p dokaj dobro ujemala s tisto, ki smo jo določili prek linearne odprtosti, to je s H_G .

Pri drugi skupini kotlin je ujemanje na oba načina določenih višin dokaj dobro za široke kotline. Toda v tej skupini so tudi globoke in ozke kotline s strmimi pobočji, kjer pa postavka $P = 0,24$ odpove - slika 2 in primerjava H_G in H_p v tabeli 1. Opazovanja in preučevanja /5,6/ kažejo, da se v globokih kotlinah pojavljajo zamotani vremenski procesi, saj se neredko ustvarijo ne le ena, ampak dve ali celo tri izrazite plasti inverzije. Zato je tu mehanizem nastajanja, vzdrževanja in razkroja kotlinske atmosfere mnogo bolj zamotano.

Tretji izdelan način za določanje (ali bolje oceno) globine jezera hladnega zraka je prek poprečnega letnega števila dni z meglo in sloni na predpostavki, da je pri globokih jezerih megla pogostejši pojav. Sorazmernostni faktor je tudi določen empirično iz podatkov za tri kotline; primerjava tako določene višine H_M z višinami H_G in/ali H_p , npr. po tabeli 1, pa pokaže zlasti pri ozkih in strmih kotlinah velik razkorak.

Pri tem delu smo torej prišli do pojmov ozkih ali širokih ter strmo ali blago omejenih kotlin. Razmišljanja ob določevanju parametra površinskega razmerja P pa nas privedejo tudi do razlik med zaokroženimi in zelo razvejanimi kotlinami; te pojave pa bomo obravnavali drugje.



Slika 2 Vertikalna razporeditev površinskih razmerij P(z) za štirinajst kotlin Slovenije

Fig. 2 Vertical distribution of area ratio P(z) for fourteen basins in Slovenia

Iz tabele 1 in 2 je razvidno, da se, kljub izjemam, pri kotlinah z dovolj veliko širino $S_G \geq 20$, z majhnim poprečnim nagibom pobočij $\alpha \approx 6 \cdot 10^{-2}$ in majhno nekroznostjo, na prikazane tri načine določene globine jezera hladnega zraka med seboj dokaj dobro ujemajo. Z dodatno presojo je mogoče oceniti poprečno ali prevladujočo globino jezera hladnega zraka \bar{H} vsake posamezne kotline za čas, ko taka jezera vztrajajo ves dan ali več dni skupaj. Taki primeri namreč ustvarjajo najbolj kritične epizode visokih onesnaženosti zraka v kotlinah.

V ozkih, strmih obrobljenih in močno razvejanih kotlinah (teh je od obravnavanih 23 nekako 8), v katerih nastajata po dve ali več zaporednih plasti in kotlinska atmosfera ni enoten sistem, je treba volumen dela atmosfere pri dnu, kjer se zbira večina onesnaženja in žive ljudje, posebej in drugače določiti. Metoda prek linearne odprtosti H_G , ki daje očitno le najzgornejšo mejo kotlinske atmosfere pri horizontalni zaporni plasti, za ta namen torej ne ustreza.

Od preostalih dveh metod je metoda prek števila dni z meglo manj zanesljiva, zlasti tam, kjer so opazovanja megle problematična; vendar nam služi kot dobra pomoč. Metoda določitve poprečne višine kotlinske atmosfere prek površinskega razmerja, je zdaj kvalitativno izpopolnjena z upoštevanjem novih reliefnih karakteristik, vendar strogo kvantitativno ni izdelana. Zato pri ozkih in strmih kotlinah poprečno višino jezera hladnega zraka le ocenjujemo iz vrednosti H_M in H_P . Pri tem pa upoštevamo opažanja kakor tudi izsledke iz teoretičnih preučevanj razkroja megle /8/, da se manj kot ca. 70 m debela plast meglene jezera hladnega zraka v splošnem ne obdrži prek celega dne ali več dni skupaj. V primerih, ko sta H_M in H_P manjša od 70 m, zato za poprečno višino kar postavimo $\bar{H} = 70$ m. Ta postavka tudi zagotavlja, da je v kotlinsko atmosfero pri dnu vključena emisija večine virov onesnaženja zraka same kotline.

Tako določene poprečne globine jezer hladnega zraka (\bar{H}) za obravnavanih 23 kotlin v Sloveniji so dane v zadnji koloni tabele 1. Z njimi smo dobili tudi eno izmed osnov za specifične dopolnitve osnovnih računov pri določanju potrebne višine dimnikov v posameznih kotlinah.

Tabela 1 Nadmorske višine dna kotlin in globine kotlinske atmosfere v metrih. () iz nezanesljivih podatkov

Table 1 Height above m.s.l. of the basin bottom and deepness of the basin atmosphere in meters. () stated from unreliable data

Kotlina	h_0	H_G	H_P	H_M	\bar{H}
Bovška	370	950	10	26	70
Kobaridska	170	540	50	66	70
Tolminska	150	490	170	122	150
Anhovska	80	290	80	22	80
Vipavska	60	25	30	22	70
Pivška	570	100	60	75	80
Reška	370	130	160	103	130
Idrijska	330	290	70	90	80
Žirovska	450	270	70	110	90
Gorenja vas	390	360	30	132	70
Selška	380	320	90	144	100
Loška	570	150	110	67	120
Cerkniška	550	80	80	(42)	80
Planinsko p.	470	90	80	70	80
Ljubljanska	290	220	230	170	200
Mežiška	370	150	90	120	120
Mislinjska	370	200	70	130	120
Velenjska	350	120	120	70	110
Celjska	240	140	140	140	140
Ribniška	460	110	120	106	110
Novomeška	170	130	100	130	120
Krška	140	(50)	(50)	110	90
Črnomeljska	130	90	70	63	70

Tabela 2 Nekatere značilnosti kotlin: S_G - širokost, N_a - nagib pobočij, E - nekrožnost, V - volumen in Q_D - emisijski potencial za SO_2

Table 2 Some characteristics of basins: S_G - broadness, N_a - inclination of slopes, E - uncircularity, V - volume and Q_D - emission potential of SO_2

Kotlina	S_G	N_a	E	V	Q_D
	-	-	km^{-1}	km^3	kg/h
		$\cdot 10^{-2}$	$\cdot 10^{-2}$		
Bovška	7	11	86	0,4	15
Kobaridska	12	8	81	0,4	15
Tolminska	13	10	74	2,3	87
Anhovska	14	7	52	0,4	15
Vipavska	207	6	28	4,0	152
Pivška	84	6	22	11,0	420
Reška	57	5	38	10,5	400
Idrijska	13	10	81	0,3	11
Žirovska	20	7	54	0,7	27
Gorenja vas	14	6	65	0,6	23
Selška	21	7	77	0,8	30
Loška	24	9	27	2,3	87
Cerkniška	60	6	28	2,8	106
Planinsko p.	33	5	25	1,5	57
Ljubljanska	102	2	17	180,0	6840
Mežiška	24	5	54	1,3	50
Mislinjska	54	4	30	3,1	118
Velenjska	30	7	51	2,2	84
Celjska	89	3	15	38,0	1440
Ribniška	80	5	34	13,0	500
Novomeška	60	4	24	11,0	418
Krška	145	6	33	20,0	1520
Črnomeljjska	111	2	25	8,0	304

Z znanimi poprečnimi višinami kotlinske atmosfere dobimo iz diagramov $V(z)$ - slike 3 a, b, c, ustrezne volumne kotlinske atmosfere - tabela 2. V ozkih in globokih dolinah je to volumen dela kotlinske atmosfere pri dnu, ki je najpomembnejši glede onesnaženosti zraka za ljudi, ki večinoma prebivajo v dnu kotlin.

Ko so nam poznane vrednosti volumna kotlinske atmosfere, ki je pomemben glede varstva zraka, lahko po izdelani metodi ali preprosti enačbi /9/ določamo končno emisijski potencial SO_2 za posamezne kotline Slovenije

$$Q_D = b V,$$

kjer je sorazmernostni faktor $b = 38 \text{ kg/km}^3 \text{ h}$, ter velja za naše dopustne koncentracije SO_2 .

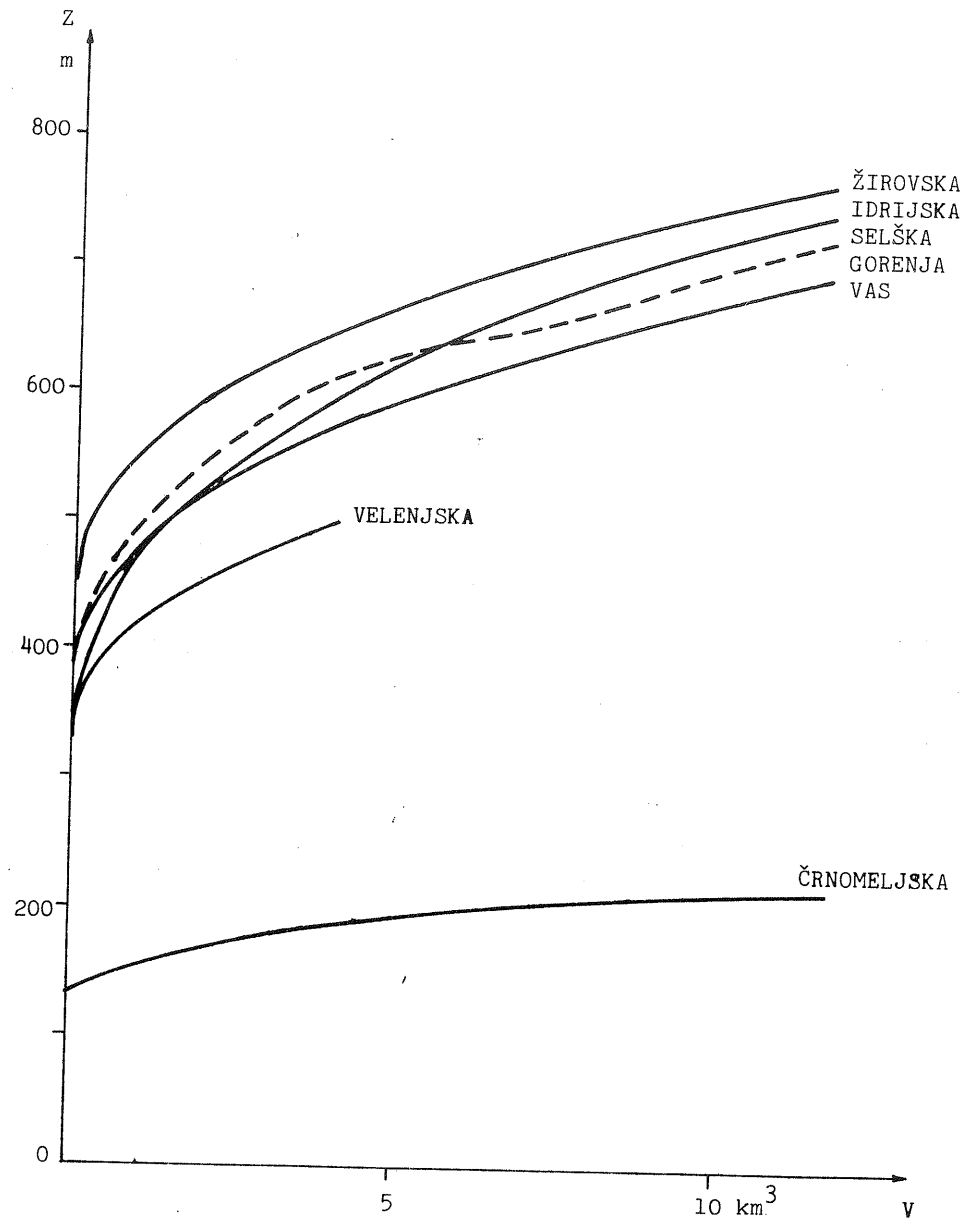
Emisijski potencial je torej sorazmeren volumnu kotlinske atmosfere. Ta je v prikazanih primerih računani za horizontalno zgornjo mejno plast in za poprečne ali prevladujoče razmere v posameznih kotlinah. V posebnih vremenskih razmerah je lahko zgornja meja jezera hladnega zraka precej nagnjena ali pa sicer znatno nižja ali višja od poprečja. V takih primerih je lahko volumen kotlinske atmosfere za faktor tri ali celo več različen od poprečnega /3/, s čemer pa se spremeni tudi hitrost naraščanja koncentracij in nastop mejnih vrednosti. Vendar so taka stanja navadno kratkotrajna.

V tabeli 2 navedenih podatkov o emisijskem potencialu ali dopustni emisiji pa pri planiranju razvoja v kotlinah, v skladu s spredaj prikazanimi problemi, ne smemo uporabljati brez presoje vseh posebnosti posameznih kotlin.

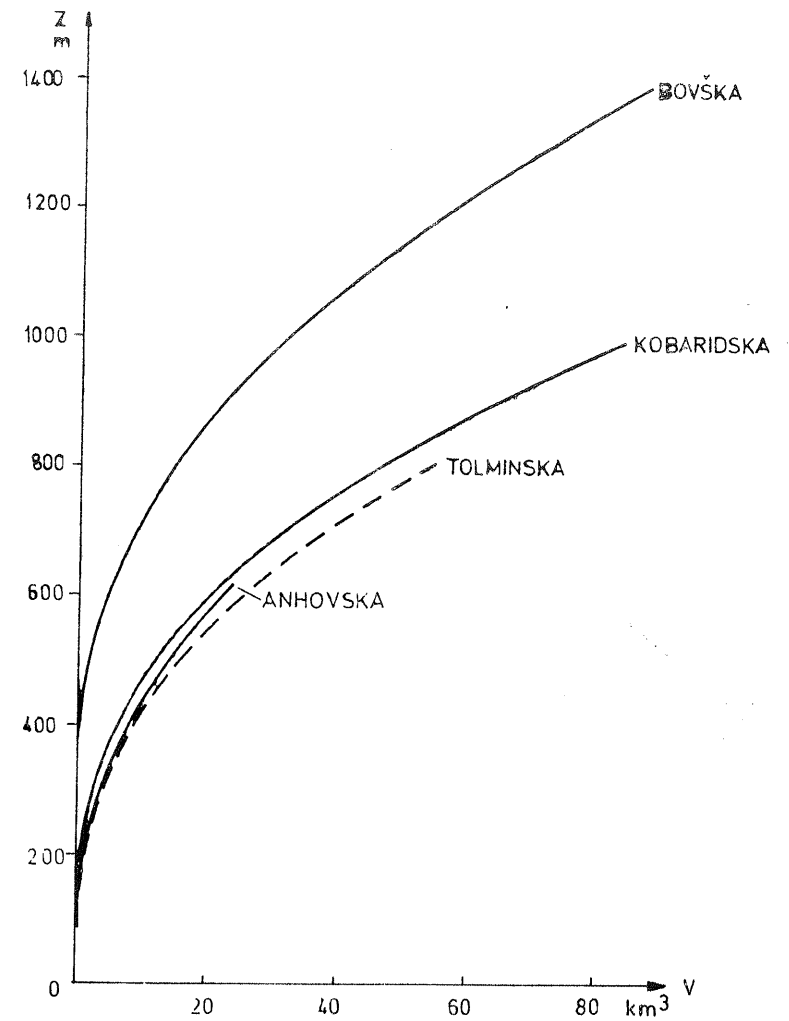
V ozkih kotlinah s postavljenimi 70 m visoko plastjo v dnu, je emisijski potencial zares majhen in ga navadno presega že emisija iz gospodinjstev. Zato bi vsi večji emitenti morali imeti dovolj visoke dimnike, ki bi pošiljali škodljive primese izven najspodnejše zračne plasti, čeprav ne nad H_G . Večina majhnih in ozkih kotlin ni povsem zaprtih, ampak so delno pretlačne, kar povečuje njihov emisijski potencial, kljub temu, da je ta vpliv pretežno že zajet v oceni vtočnih in iztočnih površin kotline.

V velikih kotlinah nastopajo drugačni problemi. Izmenjava zraka znotraj kotline pogosto ni dovolj izdatna, da bi se primese enakomerno porazdelile v kotlinski atmosferi, saj so horizontalne dimenzije proti vertikalnim čez 100 : 1. Zato prihaja v velikih kotlinah kljub poprečno manjši emisiji kot je Q_D , lokalno do prekoračenih koncentracij onesnaženja v bližini virov. V teh primerih bi bilo treba pošiljati primese iz večjih virov povsem izven kotlinske atmosfere, torej nad višino H_G .

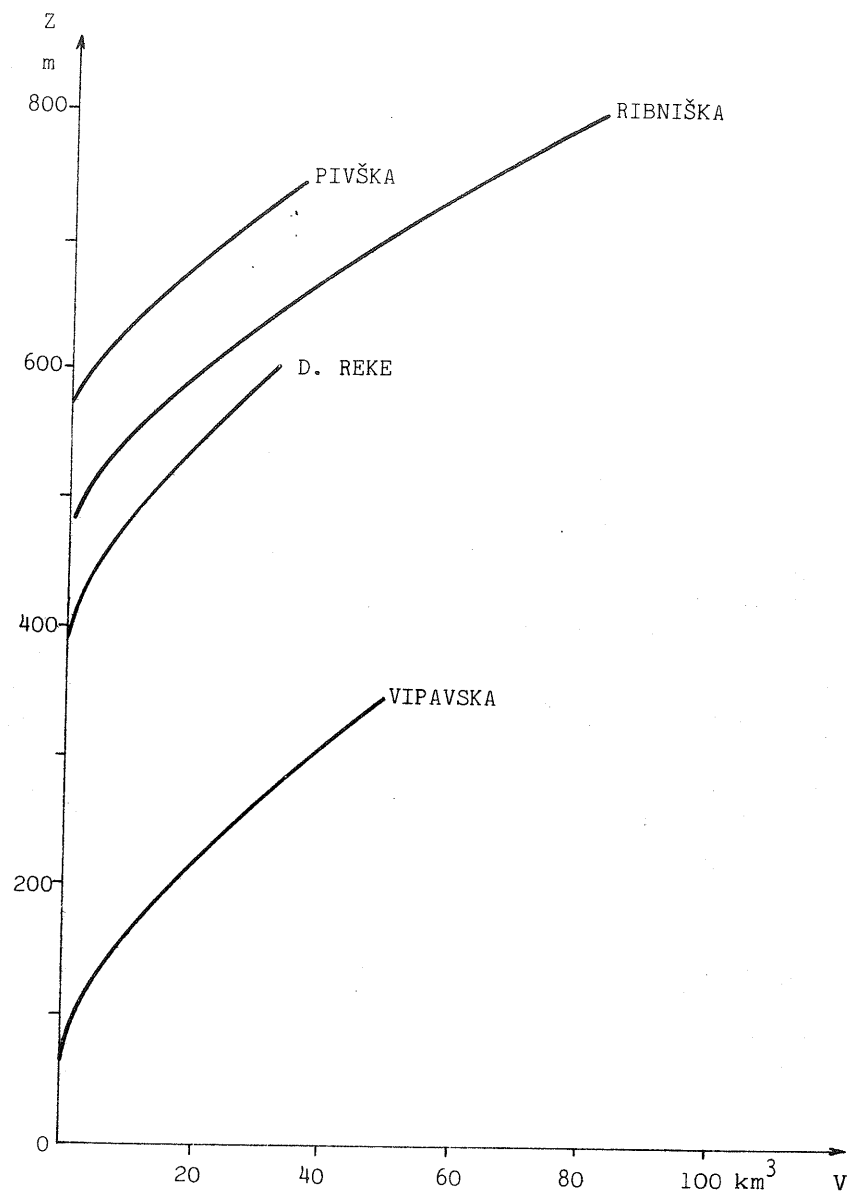
Poseben primer je Vipavska dolina, ki je na eno stran vseskozi dovolj odprta, da se lahko pojavlja značilna kotlinska atmosfera le tedaj, ko je zapor na plast nagnjena proti vzhodu. To pa je relativno redko in ne more trajati dolgo časa, npr. več dni.



Slika 3a Volumen kotlinske atmosfere kot funkcija višine
 Fig. 3a Volume of basin atmosphere as a function of height



Slika 3b Volumen kotlinske atmosfere kot funkcija višine
 Fig. 3b Volume of basin atmosphere as a function of height



Slika 3c Volumen kotlinske atmosfere kot funkcija višine

Fig. 3c Volume of basin atmosphere as a function of height

Podatki o emisijskem potencialu posameznih kotlin služijo torej predvsem kot potrebna prva orientacija urbanističnim in drugim razvojnim planerjem, kolikšna sme biti skupna poprečna zimska emisija SO_2 v ozračje posameznih kotlin, da bo kvaliteta zraka za tamkajšnje prebivalce še znosna. Pri načrtovanju večjih virov onesnaženja in določanju višine dimnikov pa je treba posebej upoštevati specifične reliefne karakteristike tiste kotline in tudi mikrolokacijo objektov.

Podatki o dejanski emisiji v kotlinah nam omogočajo določiti indeks dopustne emisije, s katerim prikažemo, koliko je emisija SO_2 v kotlini že prekoračena ali je pod dovoljeno mejo. Ker pa so razpoložljivi emisijski podatki (iz leta 1973) že zastareli, teh zdaj za vse kotline ne bomo določali; za devet kotlin pa so taki indeksi že izračunani /2/ in kažejo, da je emisija SO_2 v večini kotlin že prekoračena. Vsekakor naj bi bil pri planiranju urbanizacije in raznih dejavnosti v kotlini emisijski potencial Q_D odločilni faktor in plan takšen, da dejanska emisija nebi presegala Q_D .

LITERATURA

- /1/ NILU: Cooperative Technical Program to Measure the Long Range Transport of Air Pollutants, Kjeller 1973
- /2/ PETKOVŠEK Z.: Določanje emisije SO_2 in izračun emisijskega potenciala za nekatere kotle v Sloveniji, Razprave-Papers 21, 1/2, DMS, 1977
- /3/ PETKOVŠEK Z.: Meteorological and Relief Parameters Regarding Air Pollution in Basins, Proceed. 3rd. Clean Air Cong. VDI, Düsseldorf 1973
- /4/ PETKOVŠEK Z.: Relief Meteorologically Relevant Characteristics of Basins, Zeitschrift Met. B. 28, H.6, 1978
- /5/ PETKOVŠEK Z. in sod.: Študija o klimatskih razmerah in gibanju zraka na območju mesta Idrije, FNT, Ljubljana, 1973
- /6/ PETKOVŠEK Z.: Deformationen der Temperaturprofilen in kleinen Talbecken, Arbeiten Zentr. Met. Goph. H. 31, Teil.2, Wien 1978
- /7/ PETKOVŠEK Z. in HOČEVAR A.: Night Drainage Winds, Archiv Met. Geoph. Bioklim. Ser. A, 20, Wien 1971
- /8/ PETKOVŠEK Z.: Dissipation of the upper layer of all-day radiation fog in basins, Zbornik radova SHMZ, 1974
- /7/ PETKOVŠEK Z.: Model for the Evaluation of Mean Emission Potential of the Air Pollution With SO_2 in Basins, Archiv Met. Geoph. Bioklim. Ser. B, 26, Wien 1978

Igor MEZGEC

Meteorološki zavod SR Slovenije, L j u b l j a n a

SUMMARY

The present paper deals with thunderstorm activity in Primorska, the region in southwestern part of Slovenia. There are a lot of differences in yearly, as well as in daily courses of thunderstorm occurrences between the places situated at the coast and those situated away from the coast. In coastal region thunderstorms are more frequent in autumn than in spring, there are two maxima of thunderstorm activity (June and August), while in places away from the coast there is only one, at the end of June or at the beginning of July. Also, at the coast more thunderstorms occur during the night; even hail is more frequent in night time. And inversely in the region away from the coast more thunderstorms occur during the day, with their maximum soon after mid-day. Finally, the duration of thunderstorms is much longer (almost twice) at the coast than in places situated more in the inland.

The main reason for those differences is the influence of the sea, which, with its great heat capacity, exercises an influence on the temperature of the air over the land. Namely, thunderstorm activity is proportional to the mean difference between the temperatures of the sea and the air over the land, the proportionality being more distinct in warmer part of the year. Thunderstorms at the beginning of the night are caused by the convergence due to coastal winds (in this case "burin"), but are also strongly influenced by the shapes of the coast. The coast, being concave to the sea (i. e. a gulf) strengthens the convergence, while on peninsulas the contrary occurs.

Thunderstorms are most frequent in places situated most in the west of the region, with 55 to 60 days with thunderstorm activity in the year. In wine-growing region around Gorica hail occurrence is twice as frequent as at the coast (sunny slopes with higher temperatures). Thunderstorms often move eastward. Hills or mountain ridges exercise an influence on small or decaying thunderstorms only.

POVZETEK

Na Primorskem je opazna razlika med nevihtno aktivnostjo ob sami obali in v krajih bolj v notranjosti: na obali je največ neviht jeseni, spomladi pa manj; na obali sta dva maksima nevihtne aktivnosti (junij in avgust), v notranjosti pa en sam (koncem junija), na obali so nevihte pogoste ponoči, trajajo pa precej dalj kot v notranjosti. Vzrok za te razlike je v vplivu morja na temperaturo zraka nad kopnim ter v konvergenčnih tokovih zaradi obalnih vetrov.

Največ neviht je v zahodnejših krajih Primorske (na leto 55 do 60 dni z nevihtami), toče je največ na Goriškem in v Brdih, nevihte se gibljejo navadno od zahoda proti vzhodu, gorski grebeni pa vplivajo le na manjše ali že razpadajoče nevihte.

UVOD

Z nevihtami se je v Sloveniji ukvarjalo več avtorjev; glede na predmet obravnave jih lahko strnemo v štiri skupine:

- 1) uporabnost raznih labilnostnih faktorjev in empiričnih izrazov za napoved neviht in toče v Sloveniji /1,2,3,4/;
- 2) gibanje neviht in nevihtne aktivnosti /5,6,7/;
- 3) pojavljanje neviht in toče v odvisnosti od sinoptičnih parametrov ter klasifikacija na osnovi sinoptičnih razmer /8,9/;
- 4) razporeditev pogostnosti nevihtne aktivnosti /10/.

Pri tej obravnavi so bile uporabljene nekatere ugotovitve omenjenih razprav. V nekaterih primerih se ugotovitve o nevihtnih pojavih na Primorskem ujemajo s prejšnjimi, včasih pa se tudi razhajajo. Morda so vzroki zato tudi prekratki ali kako drugače premalo reprezentativni nizi podatkov.

METODA DELA IN PODATKI

Za področje zahodno od črte Ilirska Bistrica - Postojna - Podkraj - Čepovan-Tolmin - Bovec smo pregledali podatke praktično vseh vremenskih postaj. Za osem zanesljivejših izmed njih, približno enakomerno razporejenih po celem tem področju, smo za poletne mesece (od maja do septembra) v obdobju 1972-77 za vsak dan, ko se je kje pojavila nevihta (ali grmenje) napravili preglednico, v kateri so bili zabeleženi približen začetek in trajanje nevihte, celodnevna množina padavin ter morebitna toča ali sodra.

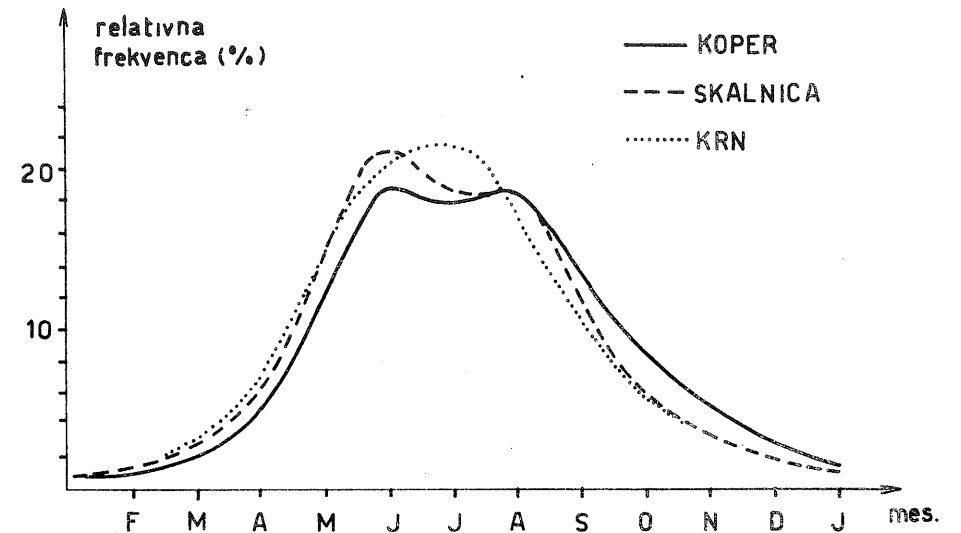
Grmenje je izmed vseh nevihtnih pojavov najbolj prikladno za ugotavljanje obstoja neviht, zlasti še, če se te pojavljajo v nočnem času. Za vremenskega opazovalca je grmenje, ki ga sliši vsaj enkrat na dan zadosten pogoj, da za tisti dan zabeleži pojav nevihte. Zato gre tudi več kot polovica zabeleženih dni z nevihtami na račun neviht v okolici postaje, ki jih opazovalec zazna le kot grmenje.

Ugotavljanje nevihtne pogostosti je zelo nevhvaležna naloga, kajti zabeležena "pogostnost" neviht je zelo odvisna od vestnosti opazovalcev, kakor tudi od položaja opazovalnice ter od bližine morebitnega povzročitelja hrupa (npr. opazovalnica v mestu, ob prometni cesti itd.). Podobno je tudi s točo: ponekod (npr. v Brdih) zabeležijo največ pojavov toče v času žetve ali trgatve, ko so ljudje večinoma na prostem. Pomanjkanja nočnih opazovanj ni treba poudarjati. Zaradi vsega tega rezultati obdelav nevihtne pogostnosti niso povsem zanesljivi.

RAZPOREDITEV LETNE POGOSTNOSTI NEVIHT

Razporeditev pogostnosti neviht za Primorsko za obdobje 1972 - 1977 je naslednja: največ neviht zabeležijo v najzahodnejših predelih, s težiščem na

Goriškem, sicer pa imajo zabeleženo v poprečju Koper-Portorož (poprečno 57 dni z nevihtami na leto), Godnje pri Tomaju (53), Nova Gorica (52), Skalnica (63), Čepovan (55), Krn (56) in Bovec (55). Za tri postaje z največjim številom dni z nevihtnimi pojavi je porazdelitev prek leta prikazana na sliki 1. Proti vzhodu od tod pogostnost upada - proti Vipavskemu presenetljivo hitro: Vipava (40), Podkraj (39), Postojna (39), Senožeče (44) in Ilirska Bistrica (43). V nevihtni karti Petkovška /10/ je v zahodnih krajih Primorske zabeleženih manj ali kvečjemu enako število dni z nevihtami kot v vzhodnih predelih, kar je v nasprotju s tu navedenimi ugotovitvami, posebej glede primerjave Goriškega in Vipavskega.



Slika 1 Poprečna mesečna relativna pogostnost pojavljanja neviht za Koper, Skalnico in Krn za obdobje 1966-1977.

Fig. 1 Mean monthly relative frequency of thunderstorm occurrences in Koper, Skalnica and Krn for period 1966-1977.

Za obdelavo pogostnosti pojavljanja toče (in sodre) je vzeta daljša doba (1966-1977) in tri področja: obala, Goriško in Vipavsko. Najbolj je pogosta toča na Goriškem, kjer so v obdobju 1966 - 77 (za dobo 1966-69 podatki za Skalnico, za dobo 1970-77 podatki za Novo Gorico) zabeležili 51 dni s pojavom toče, od tega v času od maja do septembra 38. Manj je toče na obali (30 primerov toče za dobo 1966-77, od tega 19 primerov od maja do septembra), še manj pa na Vipavskem, kjer se je v tem obdobju pojavila toča v manj kot 20 dneh (podatki za Ajdovščino in Slap pri Vipavi). Zveza med nevihtno pogostnostjo in pojavom toče na Primorskem praktično ne obstaja.

Primer: leta 1971 so zabeležili v Novi Gorici kar 9 dni, ko se je pojavila toča pri 39 nevihtnih dneh (kar je najmanj v celem obdobju 1970 - 77), leto dni prej pa le eno točo pri 50 nevihtnih dneh. Podobno opazimo tudi v drugih krajih Primorske.

RAZPOREDITEV DNEVNE POGOSTNOSTI NEVIHT

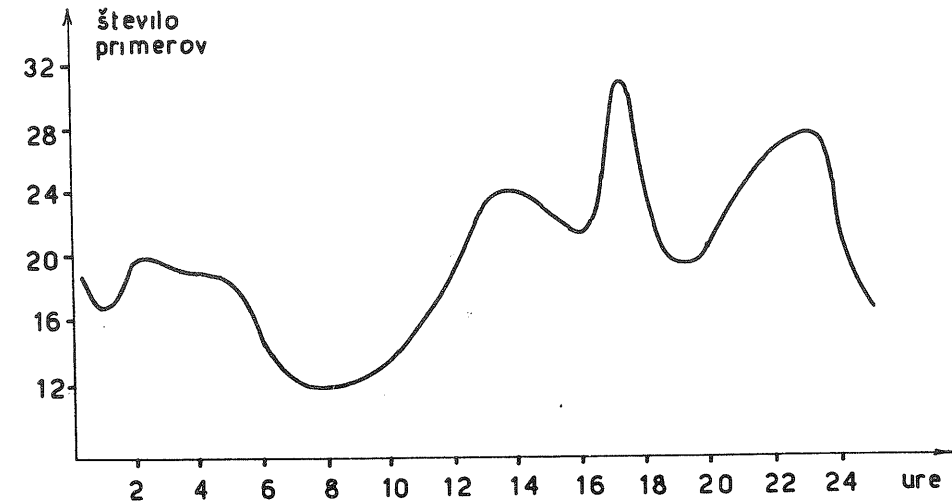
Da bi prikazali, kako se dnevna pogostnost neviht spreminja iz kraja v kraj, naredimo naslednjo statistično obdelavo: v enournih intervalih zabeležimo število začetkov nevihtnih pojavov in nato seštejemo dogodke, ki so se začeli med 6. in 18. uro in dogodke neviht, ki so se začeli med 18. in 6. uro. Rezultati so prikazani v tabeli 1, pri čemer pa moramo opozoriti, da so nočna opazovanja obvezna le v Portorožu (leta 1974 je bila postaja preseljena iz Kopra v Portorož), zato je v drugih krajih verjetnost, da opazovalec preliši nevihto, ponoči več kot podnevi.

Tabela 1 Relativno število nevihtnih pojavov, ki so se začeli podnevi (6^h-18^h) in ponoči (18^h-6^h) v obdobju 1972 - 1977.

Table 1 Relative number of thunderstorm occurrences, starting in daytime (6^h-18^h local time) and in night time (18^h-6^h) for period 1972 - 1977.

	6 ^h - 18 ^h	18 ^h - 6 ^h
Koper / Portorož	49%	51%
Godnje	68%	32%
Nova Gorica	64%	36%
Slap pri Vipavi	65%	35%
Senožeče	68%	32%
Bovec	73%	27%

Za Portorož je za obdobje 1975 - 1977 možno tudi zabeležiti nevihtne pojave, ki padejo v določen enourni interval, ne glede - v primerjavi s prejšnjim - na začetek pojava. Pogostnosti po urah so prikazane na sliki 2.



Slika 2 Dnevni potek zabeleženih nevihtnih pojavov v Portorožu v obdobju 1975-1977.

Fig. 2 Daily course of thunderstorm occurrences in Portorož for period 1975-1977.

TRAJANJE NEVIHTNE AKTIVNOSTI

S trajanjem nevihtne aktivnosti je mišljen čas trajanja obdobja, v katerem se začne in konča posamezen nevihtni pojav (npr. grmenje), kot ga zabeleži opazovalec na postaji. Ta čas ni enak trajanju nevihte, še posebej, če se ta hitro giblje. V tem smislu je pripravljena tudi tabela 2.

čas trajanja period	odstotek primerov percentage of cases
0 - 30 min	8%
30 - 60 min	11%
1 - 3 h	49%
3 - 5 h	32%

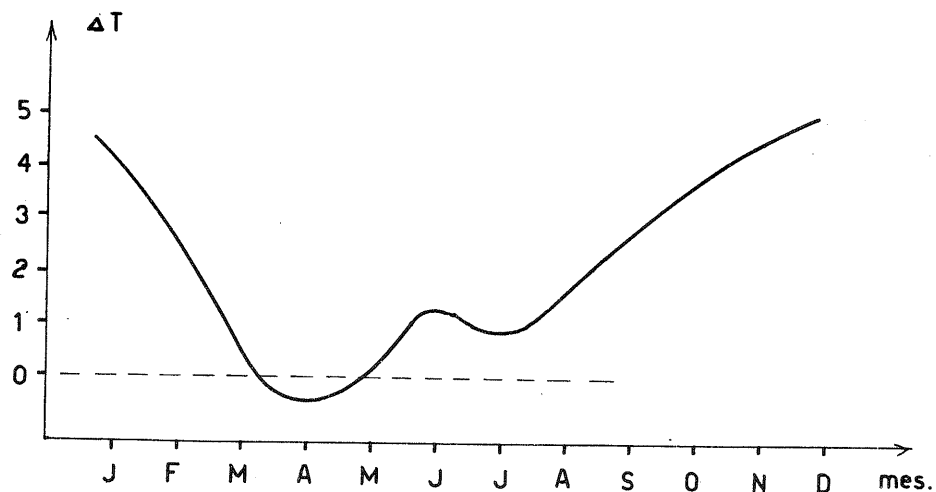
Tabela 2.: Relativno število primerov nevihtne aktivnosti, ki po svojem trajanju padejo v dan časovni interval v Kopru/Portorožu v obdobju 1972 - 1977.

Table 2.: Relative number of cases of thunderstorm activity, according to the period of their duration in Koper/Portorož for period 1972 - 1977.

Podoben pregled za druge kraje ni bil mogoč. V Novi Gorici odstotek nevihtnih pojavov, ki trajajo manj kot eno uro, okrog 50 %, medtem ko je za obalni pas 19 %. Zanimiva značilnost je, da so na obalnem področju daljša trajanja vezana na nočni čas: kar 60 % neviht s trajanjem od 3 do 5 ur opazijo, ko sonce že zaide. Celo toča se ob obali rajši pojavi v zgodnjih nočnih ali v jutranjih urah, kot podnevi.

RAZLIKA V POJAVLJANJU NEVIHT MED OBALO IN NOTRANJOSTJO

Iz tabel 1 in 2 ter slik 1 in 2 opazimo nekaj razlik v značilnostih pojavljanja neviht med obalnim področjem in notranjostjo Primorske. S slike 1 vidimo, da so nevihte v obalnem pasu spomladi manj, v jeseni pa bolj pogoste kot v notranjosti. Zanimiv je tudi dvojen vrh nevihtne aktivnosti v juniju in avgustu, dočim je v juliju neviht na obali nekaj manj; ta pojav je v zvezi z razliko temperatur morja in kopnega, oz. zakasnitvi med tema dvema, ki jo predstavljajo kolena krivulje na sliki 3. Najbrž pa vpliv morja na nevihtno pogostnost seže tudi v notranjost, saj opazimo na sliki 1 v nekem smislu podoben letni potek krivulje nevihtne pogostnosti za Skalnico in za Koper. Od tu sklepamo, da ima ta pojav vpliv še v Furlaniji in na Goriškem, medtem ko je za Krn blizu Kobarida značilen julijski vrh nevihtne aktivnosti.



Slika 3 Letni potek razlike srednjih temperatur morja (v globini 30 cm) in zraka na kopnem v Kopru v obdobju 1966-1977.

Fig. 3 Yearly course of temperature difference between sea (30 cm depth) and the air above the land in Koper for period 1966-1977.

Razlike med obalo in notranjostjo so še bolj očitne pri dnevnem poteku nevihtne pogostnosti. Tabela 1 in slika 2 kažeta, da je na obali ta celo večja kot podnevi. Izrazit vrh okrog 17. ure na sliki 2 gre na račun neviht, ki se pojavljajo pretežno na kopnem delu okolice postaje in obale ponavadi ne dosežejo - na obali lahko v takih primerih sije sonce cel dan, podobno velja tudi za obdobje okrog 13 ure. Nasprotno je za nevihte ponoči značilno pojavljanje na morju in gibanje proti obali.

VZROKI PROŽENJA NEVIHT V OBALNIH PODROČJIH

V literaturi najdemo veliko (podobnih) mehanizmov, ki naj bi razložili različne dnevne cikle konvektivne aktivnosti. Razdelimo jih lahko v dve skupini: na mehanizme, temelječ na termodinamičnih procesih, ki vplivajo na statično stabilnost, in na tiste, ki zaradi dinamičnih procesov povzročajo konvergenčna področja v nižjih plasteh atmosfere. Izrazita časovna skladnost pojavov največje konvergenčne v nižjih plasteh in največje konvektivne aktivnosti kaže, da so dnevne spremembe konvektivne (in tudi nevihtne) aktivnosti povzročene skoraj povsem z dinamičnimi procesi. Po drugi strani pa na jakost konvektivnih pojavov močno vplivajo termodinamični procesi. V obalnih področjih je najbolj pomemben dinamični proces, ki je sposoben povzročiti dnevne spremembe v konvergenci tokov v prizemni plasti ravno obalni veter. Princip delovanja obalnih vetrov vsled spreminjanja temperaturnega (in pritiskovega) polja med kopnim in morjem je znana stvar. Na obalne vetrove pa vplivajo še Coriolisova sila, prevladujoč veter v nižjih plasteh ozračja in vpliv priobalne orografije.

Če se smeri obalnih vetrov in smer prevladujočega vetra dovolj ujemajo, potem je rezultirajoči veter pri tleh nekoliko okrepljen. Obratno je, če sta vetrova nasprotna. Vetrovi v nižjih plasteh ozračja, ki so močnejši kot 7-8 m/s preprečujejo nastanek obalne cirkulacije. Razumljivo je, da so obalni vetrovi bolj razviti pri lepem in sončnem vremenu - torej so odvisni tudi od sinoptične situacije. Strma pobočja ali hribi nad obalo okrepijo obalne vetrove ponoči, podnevi pa prisojna pobočja.

Zelo pomembno vlogo pri oblikovanju konvergenčnih področij ima oblika obale /11/. Obala, ki je konkavna proti morju, je ugodna za stekanje nočnih vetrov nekje nad morjem, na vetrove, ki prihajo podnevi z morja na kopno pa deluje obratno, razpršilno. Nasproten vpliv ima konveksna obala. Zato je za področja, kjer je obala bolj konkavna proti morju značilna večja pogostnost nočnih neviht kot dnevnih. Težje je ugotoviti, kdaj deluje obala na vetrove razpršilno kdaj konvergentno. Res je, da majhni zalivi, otoki ali polotoki (dimenzij 10 km in manj) praktično ne vplivajo na značaj vetrov večjih obalnih področij. Zato je pričakovati, da so nočne nevihte v Tržaškem zalivu bolj pogoste kot npr. v Istri okrog Pule

Za nastanek nočnih neviht nad morjem mora biti morje, kot energijski vir, toplejše in zrak nad njim bolj topel in vlažen kot zrak na kopnem ob obali. To dejstvo in slika 3 lahko morda razložita, zakaj je v Kopru v juliju malenkost manj neviht, kot jih je junija ali avgusta; kajti ravno v juniju in avgustu je razlika med temperaturama morja in zraka na kopnem večja kot v juliju. Zakaj imajo termodinamični in dinamični vplivi morja na nastanek neviht največjo moč v poletnih mesecih, manj spomladi in jeseni in

praktično nič vpliva pozimi je razumljivo, saj so poleti energijske razmere za razvoj neviht najugodnejše, najmočnejši in najbolj pogosti pa so poleti tudi obalni vetrovi.

GIBANJE NEVIHT NA PRIMORSKEM

Uvodoma naj povemo, da so za sodobno in zanesljivo določanje gibanja neviht potrebna radarska opazovanja.

Z gibanjem nevihtne aktivnosti so se pri nas nekateri že ukvarjali. Za določevanje gibanja nevihtne aktivnosti so uporabljali padavinske karte v dneh z nevihtami /5/, ali pa so povezovali začetke pojavov neviht /6/, /7/ na področju, kjer so se te pojavile (lahko v celi Sloveniji). Tako so dobili z vlečenjem izohron začetkov pojavljanja neviht (gostota izohron na okrog 2 uri) časovno polje pojavljanja neviht. Ta metoda je ugodna za analizo gibanja frontalno-nevihtnih sistemov, ki prepotujejo večja področja (npr. celo Slovenijo in še več). Uporaba te metode je morda še smiselna za določevanje gibanja nevihtne aktivnosti, če pod izrazom "nevihtna aktivnost" razumemo pojavljanje posameznih neviht na nekem širšem območju. Nemogoče pa je s to metodo ugotavljati gibanje posameznih neviht, ki ne trajajo dalj kot je ustrezna razdalja med izohronami v časovnem polju pojavljanja neviht. Dveurni interval med izohronami, kot so ga uporabili avtorji te metode, je za analizo gibanja prevelik za velik del neviht. Za krajšanje časovnega intervala pa je potrebna gosta mreža zanesljivih opazovalcev.

Za obdelavo gibanja neviht na Primorskem smo uporabili druge postopke, ki sami po sebi niso posebno zanesljivi, s primerjanjem vseh skupaj pa le dobimo neko približno predstavo o gibanju neviht.

Opazovalci na nekaterih postajah pripišejo k zabeleženemu nevihtnemu pojavu (pa ne k vsakemu - zlasti ne ponoči) smer prihoda nevihte, oz. smer, od koder je bilo prvič slišati grmenje. Na podlagi teh podatkov smo za nekaj boljših postaj naredili "rožo" smeri začetkov nevihtne aktivnosti.

Za leto 1977 smo analizirali še višinske vetrove v nevihtnih dneh za določitev smeri poprečnega vetra, ki je v tesni zvezi s smerjo gibanja neviht. Z rezultati gornjih postopkov in z upoštevanjem razporeditve nevihtne pogostnosti lahko damo nekaj zaključkov.

Na Primorskem je večina neviht ob zahodni cirkulaciji v prosti atmosferi. Ponekod je izrazita tudi južna komponenta, drugje (manj) pa severna; ob vzhodni cirkulaciji so nevihte redke. Nevihte potujejo proti vzhodni polovici, kar velja tudi za nevihte, ki na tem področju nastanejo. Videti je, da se nevihte med gibanjem odklanjajo v desno. Večji hribi in grebeni vplivajo le na manjše in starejše (razpadajoče) nevihtne tvorbe.

S primerjanjem ugotovitev o gibanju neviht in razporeditve nevihtne pogostnosti sklepamo, da je območje Furlanske nižine, oz. njeno predgorje, zelo ugodno za nastanek neviht. Iz podatkov ni dovolj razvidno, če so tudi v notranjosti Primorske kakšna nevihtna žarišča: morda na Tolminskem, Goriškem, na robu Krasa ...

ZAKLJUČKI

Pri obdelavi nevihtnih pojavov na Primorskem je opazna vrsta različnosti v letnem in dnevnem ciklu pojavljanja neviht med obalnim področjem in notranjostjo dežele.

V primerjavi z notranjostjo Primorske je v obalnem pasu spomladi razmeroma manj, v jeseni pa več neviht. Za obalo je značilen tudi dvojen vrh v krivulji letnega poteka nevihtne aktivnosti, in sicer v juniju in avgustu, medtem ko je v juliju neviht malenkost manj; za notranjost je značilen le en vrh, običajno konec junija ali v začetku julija.

Značilnost obalnega področja je tudi pogostejše pojavljanje neviht v nočnem času kot podnevi - celo toča je bolj verjetna ponoči. Nasprotno velja za neobalna področja Primorske: nevihte so pogostejše podnevi kot ponoči, z vrhom nevihtne aktivnosti v zgodnjih popoldanskih urah.

Poprečen čas trajanja nevihtne aktivnosti je na obali opazno (skoraj dvakrat) daljši kot v notranjosti.

Neviht je na Primorskem največ v najbolj zahodnih področjih, približno v pasu Primorje - Goriško - Zg. Posočje, kjer zabeležijo na leto 55 - 60 dni z nevihtami. Vzhodno od tega pasu je neviht manj (okrog 40 - 45 dni na leto). V vinorodnih področjih je toče na Goriškem in v Brdih dvakrat več kot na obali ali na Vipavskem.

Nevihte se na Primorskem gibljejo v večini primerov od zahodne polovice proti vzhodni. Orografija (večji hribi in gorski hrbti) vpliva le na manjše in že razpadajoče nevihte.

Vzrok za opisane razlike med obalo in notranjostjo je morje, ki zaradi svoje velike toplotne kapacitete vpliva tudi na temperaturne razmere na kopnem. Izkaže se, da je nevihtna aktivnost sorazmerna razliki srednjih temperatur med morjem in zrakom nad kopnim; ta odvisnost velja zlasti v toplejši polovici leta. Vzroki za pogosto pojavljanje neviht v zgodnjih nočnih urah ob obalnih področjih so konvergenčna območja, ki jih nad morem v bližini obale ustvarjajo obalni vetrovi (v tem primeru burin), pri čemer ima zelo pomembno vlogo oblika obale. Obala, ki je proti morju konkavna (npr. zaliv) stekanje vetrov nad morjem okrepi, nasproten vpliv pa ima proti morju izbočena obala (npr. polotok).

LITERATURA

- /1/ J.PRISTOV: Uporabnost labilnostnih faktorjev za prognozo neviht in toče v Sloveniji. Razprave-Papers DMS, XII,(1970), 39 - 51.
- /2/ J.PRISTOV: Objektivni kriteriji za prognozo neviht in toče. Razprave-Papers DMS, XIV,(1972), 25 - 34.
- /3/ M.TRONTELJ: Prognoza neviht nad Slovenijo's pomočjo empiričnih parametrov. Razprave-Papers DMS, XII,(1970), 29-37.
- /4/ V.ŽITNIK: Aplikacija Whitingove metode za prognozo neviht na alpsko področje Slovenije. Razprave-Papers DMS, VI, (1965), 3 - 7.
- /5/ B.WEISSBACHER: Gibanje nevihtnih področij in intenzivnost padavin odvisnih od višinskih vetrov. Razprave-Papers DMS, XIII,(1971), 47 - 52.
- /6/ V.ŽITNIK in B.WEISSBACHER: Analiza neviht in padavin v smislu gibanja nevihtne aktivnosti nad Slovenijo v letu 1971. Meteorološko poročilo o obrambi pred točo v Sloveniji, Ljubljana, HMZ SRS, 1972.
- /7/ F.BERNOT: Smer gibanja nevihtne aktivnosti na področju Slovenije. Razprave-Papers DMS, XV,(1973), 3 - 13.
- /8/ M.BORKO: Nekaj ugotovitev v zvezi s pojavom neviht na Brniku. Razprave-Papers DMS, X,(1968), 21 - 36.
- /9/ M.BORKO: Prispevek k prognozi neviht v Sloveniji. Razprave-Papers DMS, XIV,(1972), 15 - 23.
- /10/ Z.PETKOVŠEK: Nevihtna karta in nevihtna pogostnost v Sloveniji za dobo 1951-60. Razprave-Papers DMS, VII,(1966), 3 - 20.
- /11/ J.NEUMANN: Land breezes and nocturnal thunderstorms. Journal of Meteorology, 8 (1951), 61 - 69.