

R A Z P R A V E  
P A P E R S  
XIV

VSEBINA — CONTENTS:

	Stran
J. Rakovec: Vertikalni profili vetra v prizemni turbulentni plasti Vertical wind profiles in the turbulent boundary layer . . . .	3
M. Borko: Prispevek k prognozi neviht v Sloveniji A contribution to the thunderstorm forecast in Slovenia . . . .	15
J. Pristov: Objektivni kriteriji za prognozo neviht in toče Objective criteria for thunderstorm and hail forecast . . . .	25
J. Pučnik: Temperaturne inverzije v Ljubljanski kotlini Temperature inversions in Ljubljana basin . . . . .	35

VERTIKALNI PROFILI VETRA V PRIZEMNI TURBULENTNI PLASTI

VERTICAL WIND PROFILES IN THE TURBULENT BOUNDARY LAYER

551.551.2

JOŽE RAKOVEC

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

#### SUMMARY:

Vertical wind profiles and profiles of kinematic coefficient of eddy diffusivity are treated using equations of various authors. The results are compared and it was found out that a good fit was obtained. From various wind profiles, the ones which are valid for a small range of atmospheric stability only, depend more on stability than the others. For fitting Deacon's wind profile with the others, constancy of parameter  $\beta$  with height is required. Proposal given by some authors to relate  $\beta$  with Richardson number can not be accepted.

Usefulness of knowing the vertical wind profile and, in connection with this, the one of vertical distribution of kinematic coefficient of eddy diffusivity, is shown by example of calculating turbulent diffusion of a property from a line source. Distribution of the diffused property along the wind is shown on figs. 5-7. It is evident from these figures that distribution depends from atmospheric stability and from the vertical wind profile.

#### UVOD

Kotline in Slovenija na splošno so zelo slabo prevetrene. Posledica tega je, da je advektivni prenos kake količine redok pojav oz. majhen. Glavno vlogo pri prenosu igra torej turbulentno mešanje in lokalna cirkulacija. Za obravnavo mnogih pojavov, kot so npr. evaporacija, razširjanje onesaženja ali lokalne spremembe temperature, je torej potrebno poznati zakonitosti, ki uravnavajo turbulentni tok zraka.

V deželah, kjer so največ preučevali razmere v prizemni plasti zraka, so tako majhne hitrosti vetra, kot jih imamo pri nas, redok pojav. Če se torej naslonimo na izsledke tujih avtorjev, moramo pri tem upoštevati, da so vsi empirični koeficienti, ki so jih določili, karakteristični za razmere v krajih, kjer so bili z merjenji določeni. Vseeno pa velja, da moramo glede na to, da ni posebnih enačb, ki bi popisovale.

npr. razporeditev vetra z višino, poskusiti uporabiti že izdelane enačbe, vse do-  
tlej, dokler ne bomo naših razmer toliko spoznali, da bi si lahko ustvarili svoje  
enačbe oziroma model.

Poglejmo si primer, kako obravnavajo nekateri avtorji potek hitrosti vetra z višino  
in s tem povezane razporeditve kinematičnega koeficienta izmenjave v prizemni  
turbulentni plasti zraka. Primerjamo rezultate, ki so jih dobili, med seboj in poda-  
jamo primer uporabe teh dveh količin pri računanju turbulentne difuzije iz linijske-  
ga vira. Pri vsem tem postavimo, da je tok zraka planparalelen in da je turbulen-  
ca horizontalno homogena.

### HITROST VETRA IN KINEMATIČNI KOEFICIENT IZMENJAVE

Osnovo za obravnavo poprečne hitrosti vetra v prizemni turbulentni plasti sta dala  
leta 1954 Monin in Obuhov /1/. Za stacionarni primer planparalelnega toka s turbu-  
lenco, ki je horizontalno homogena, sta uvedla brezdimenzijski način obravnave in  
postavila princip podobnosti profilov za različne količine. Njuna osnovna enačba,  
ki jo uporabljajo mnogi avtorji je:

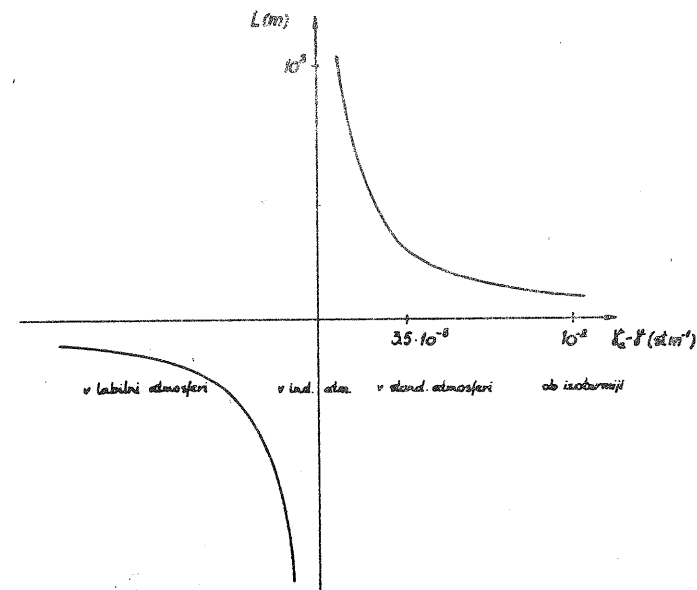
$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{kz} \varphi_U(z/L) \quad (1)$$

in pravi, da je vertikalni gradient poprečne hitrosti vetra  $\bar{u}$  odvisen od torne hi-  
trosti  $u_*$ , višine  $z$  in od parametra stabilnosti  $L$ , ki je pravzaprav karakteristična  
dolžina pri brezdimenzijski obravnavi.  $k$  je Karmanova konstanta z vrednostjo  $k=0,4$ .  
Kakšna je ta odvisnost, določa oblika funkcije  $\varphi_U$ . Monin in Obuhov pravita, da  
so funkcije  $\varphi$  podobne za gradiente različnih količin (npr. profil vetra je podoben  
profilu temperature in tako sta tudi koeficienta turbulentne izmenjave za ti dve ko-  
ličini  $K_M$  in  $K_H$  podobna).

Oglejmo si malo parameter  $L(L=(u_*^3 T) / (K_H g k \partial \theta / \partial z))$  in ga primerjamo z običaj-  
nim izrazom za hidrostatično stabilnost atmosfere  $\gamma = -\partial T / \partial z$ . Sam parameter  $L$   
vsebuje tudi faktor  $\partial \theta / \partial z$ , ki je z  $\gamma$  v zvezi. Za plast pri zemlji lahko pišemo  
 $\partial \theta / \partial z = (\gamma_a - \gamma)$ , ker je  $\theta \approx T$ . Narišimo torej krivuljo  $L = L(\gamma_a - \gamma)$  za obi-  
čajne atmosferske pogoje: Monin in Obuhov predlagata vrednost  $u_* = 0,05 u_g$ . Ker  
je  $u_g$  pri poprečnem horizontalnem pritiskovnem gradientu pri tleh reda velikosti  
 $1 \text{ m s}^{-1}$ , vzemimo, da je  $u_* = 0,1 \text{ m s}^{-1}$ ,  $T=290 \text{ K}$ ,  $k=0,4$ ,  $g=9,81 \text{ m s}^{-2}$ .  $K_H$  je  
reda velikosti  $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Tedaj velja:

$$L = \frac{1 \text{ sf}}{\gamma_a - \gamma} \quad (2)$$

Na sliki 1 vidimo, da je za običajne pogoje stabilnosti atmosfere  $L$  reda velikosti  
 $10^2 \text{ m}$  ali še več.  $L$  manjši od  $10 \text{ m}$  pa pomeni že močno stabilnost - inverzijo in  
levo od ordinate močno nestabilnost.



Slika 1 Parameter Monina in Obuhova  $L$  v odvisnosti od stabilnosti atmosfere

Fig. 1 Parameter  $L$  of Monin and Obukhov as a function of atmospheric stability

Uporabljamo tudi parameter  $L' = (K_H / K_M) L$ , ki zaradi faktorja  $K_H / K_M$  upošteva tu-  
di razlike med temperaturnim in vetrovnim profilom.  $K_H$  in  $K_M$  sta v prizemni tur-  
bulentni plasti odvisna le od profilov vetra oz. temperature in sicer:

$$K_M = \frac{u_*^2}{\partial \bar{u} / \partial z} \quad \text{in} \quad K_H = - \frac{H}{\rho c_p \partial \theta / \partial z} \quad (3)$$

$H$  je toplotni tok v vertikalni smeri in je v prizemni plasti z višino konstanten.

Rekli smo že, da določitev profila vetra zavisi od izbire funkcije  $\varphi_U$ . Oglejmo si  
nekaj enačb, ki to funkcijo določajo:

Monin in Obuhov /1/  $\varphi_U(z/L) = \alpha(z/L) + 1 \quad (4)$

KEYPS /2/  $\varphi_U^4(z/L') - \gamma'(z/L') \varphi_U^3(z/L') = 1 \quad (5)$

Swinbank /3/  $\varphi_U(z/L) = (z/L) (1 - e^{-z/L})^{-1} \quad (6)$

McVehil /4/  $\varphi_U(z/L') = \alpha'(z/L') + 1 \quad (7)$

Pri tem so  $\alpha$ ,  $\alpha'$  in  $\gamma'$  brezdimenzijski empirični koeficienti. Po teh enačbah  
smo računali potek hitrosti in kinematičnega koeficienta izmenjave z višino in jih  
primerjali. Upoštevali smo seveda, da veljajo posamezne enačbe v določenih obmo-

čjih stabilnosti (McVehilova npr. samo za stabilne pogoje) in za tiste empirične koeficiente, ki jih avtorji predlagajo. Pri enačbi (4) smo za  $\alpha$  vzeli vrednost, ki je nekje med tisto, ki jo predlagata Monin in Obuhov oziroma Panofsky /5/ ali Taylor /6/. Tako imamo:  $\alpha = 1,5$ ,  $\alpha' = 7,0$  in  $\gamma' = 18,0$ .

Potek hitrosti smo računali tudi po znani enačbi Deacona:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{kz_0} \left(\frac{z}{z_0}\right)^{-\beta} \quad (8)$$

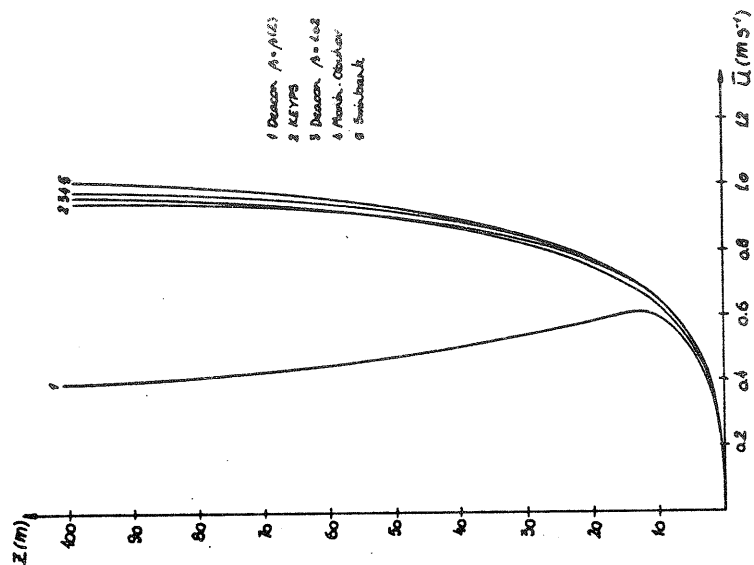
kjer je  $z_0$  parameter hrapavosti. Vzemimo, da je  $z_0 = 0,1m$ . Pri integraciji te enačbe menimo, da je parameter  $\beta$ , ki nam določa stabilnost, neodvisen od višine. Seveda pa je za primerjavo Deaconove enačbe z drugimi treba najti povezavo med  $\beta$  in  $L$  oz.  $L'$ . Predlogov je več; lahko jo iščemo prek Richardsonovega števila  $Ri = (g \partial \theta / \partial z) / (T \partial \bar{u} / \partial z)^2$ . Za stabilne pogoje predlagajo /4/:  $\beta = 1 - \alpha' Ri$ , za labilne pa /7/:  $\beta = (1 - \gamma' Ri) / (1 - 0,75 \gamma' Ri)$ . Vendar se to izkaže pri obravnavi za neprimerno, kajti  $Ri = Ri(z)$ ,  $\beta$  pa mora biti od višine neodvisen. Napravili smo račune tudi za predlagani način, toda potek hitrosti z višino je tako različen od poteka po drugih enačbah, da je očitno, da mora biti  $\beta$  v računu konstanten.

Poglejmo si, kako se obnaša krivulja hitrosti vetra po Deaconovi enačbi z upoštevanjem  $\beta = \beta(z)$  v različnih pogojih stabilnosti. Krivulji 1 na sliki 2 ustreza stabilnost, ki jo določa vrednost  $L' = -150m$ , krivulji 2  $L' = -500m$ , krivulja 3 velja za indiferentno atmosfero, krivuljama 4 in 5 pa ustrezata  $L' = 500m$  in  $L' = 350m$ . Torna hitrost je za vse primere  $u_* = 0,06m s^{-1}$ . Vsekakor bi morala hitrost z višino približno logaritemsko rasti, tu pa dobimo vse kaj drugega, saj nam pri labilnih pogojih od višine približno 5 m navzgor celo pada, kar v splošnem ne more biti. Pomagali smo si tako, da smo za potek hitrosti z višino po Deaconovi enačbi naredili poseben račun s konstantnimi, različnimi  $\beta$  in potem vzeli v poštev tisti profil, ki se je z drugimi najlepše ujemal (krivulja 3 na sliki 3).

Slika 3, ki predstavlja stanje v labilni atmosferi ( $L' = -500m$ ) in pri torni hitrosti  $u_* = 0,06m s^{-1}$ , kaže razmeroma dobro ujemanje rezultatov po posameznih enačbah z izjemo krivulje po Deaconu z  $\beta = \beta(z)$ , kot smo že omenili. Profili so torej vsi precej podobni tako imenovanemu logaritmčno-linearnemu profilu Monina in Obuhova, katerih enačba je pravzaprav sestavljena iz dveh delov; iz običajnega člena za logaritmčni profil vetra, ki velja, kot je znano, za indiferentne pogoje, in linearnega člena, ki je funkcija parametra  $L$ , in tako določa enačbo za različne stabilnosti. Če namreč njuno funkcijo  $\varphi_u(z/L)$ , ki jo opisuje enačba (4), uporabimo v zvezi z enačbo (1) in potem integriramo ter zanemarimo  $\alpha(z_0/L)$  v primeri z  $\alpha(z/L)$ , dobimo:

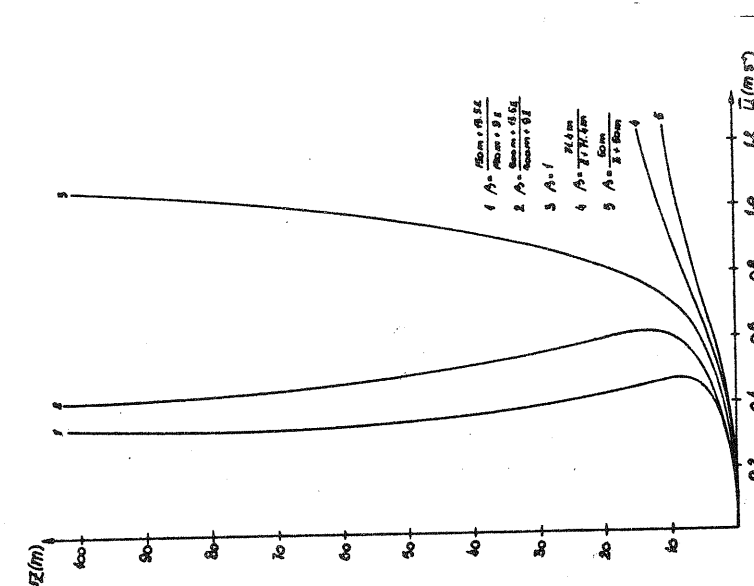
$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[ \ln(z/z_0) + \alpha(z/L) \right] \quad (9)$$

Iz te oblike pa je tako očitno, da je profil res logaritmčno-linearni.



Slika 3 Potek hitrosti vetra z višino v labilni atmosferi ( $L' = -500m$ )

Fig. 3 Vertical wind profile in unstable atmosphere ( $L' = -500m$ )



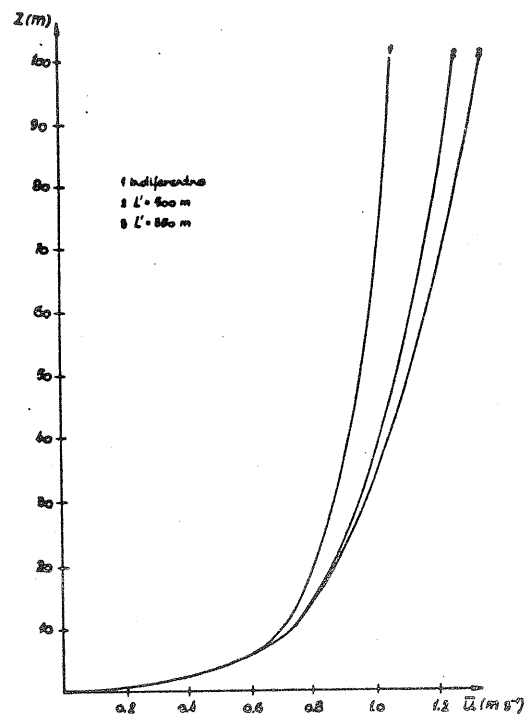
Slika 2 Potek hitrosti vetra z višino po Deaconovi enačbi

Fig. 2 Vertical wind profile using Deacon's equation with

$\beta = \beta(z)$

$\beta = \beta(z)$

Kako pa je z odvisnostjo rezultatov po posameznih enačbah od stabilnosti? Pokaže se, da je - na splošno povedano - ta odvisnost tem močnejša, čim ožje stabilnostno področje zajema enačba. To je precej razumljivo, saj empirični parameter ne more biti tako dobro določen za široko območje, kot če je njegova veljavnost omejena na ozek interval. Tudi take primerjave smo računali, in sicer za pet vrednosti parametra  $L'$ : dve v stabilnem, eno v indiferentnem in dve v labilnem področju. Rezultate si oglejmo le za eno enačbo. Izberimo si McVehilovo (spet z  $u_* = 0,06 \text{ m s}^{-1}$ ), ki velja za indiferentne in stabilne pogoje. Pri indiferentni atmosferi preide, tako kot enačba Monina in Obuhova (saj ji je po obliki enaka), v enačbo za logaritmčni profil vetra. Na primeru rezultatov po tej enačbi (slika 4) vidimo, da je od stabilnosti precej odvisna. Najmanjša odvisnost od stabilnosti pa je pri Swinbankovi enačbi, kar je verjetno posledica njene univerzalnosti. Velja namreč v vseh območjih stabilnosti.



Slika 4 Odvisnost hitrosti vetra od stabilnosti po McVehilovi enačbi

Fig. 4 Wind velocity as a function of stability using McVehil's equation

Po navedenih enačbah smo izračunali tudi razporeditve kinematičnega koeficienta izmenjave z višino za različne pogoje stabilnosti. Ti so odvisni le od oblike vetrovnega profila (glej enačbo (3)). Kinematični koeficient izmenjave je obratno sorazmeren z vertikalnim gradientom hitrosti vetra in si potek hitro predstavimo.

## PREPROST PRIMER TURBULENTNE DIFUZIJE

Če imamo v planparalelnem turbulentnem toku s horizontalno homogeno turbulenco llinijski izvir neke lastnosti s konstantno koncentracijo te lastnosti (recimo 10 enot) ob izviro, ki je postavljen pravokotno na smer vetra, se nam difuzijska enačba ponostavi na takole obliko:

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_M \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right] \quad (10)$$

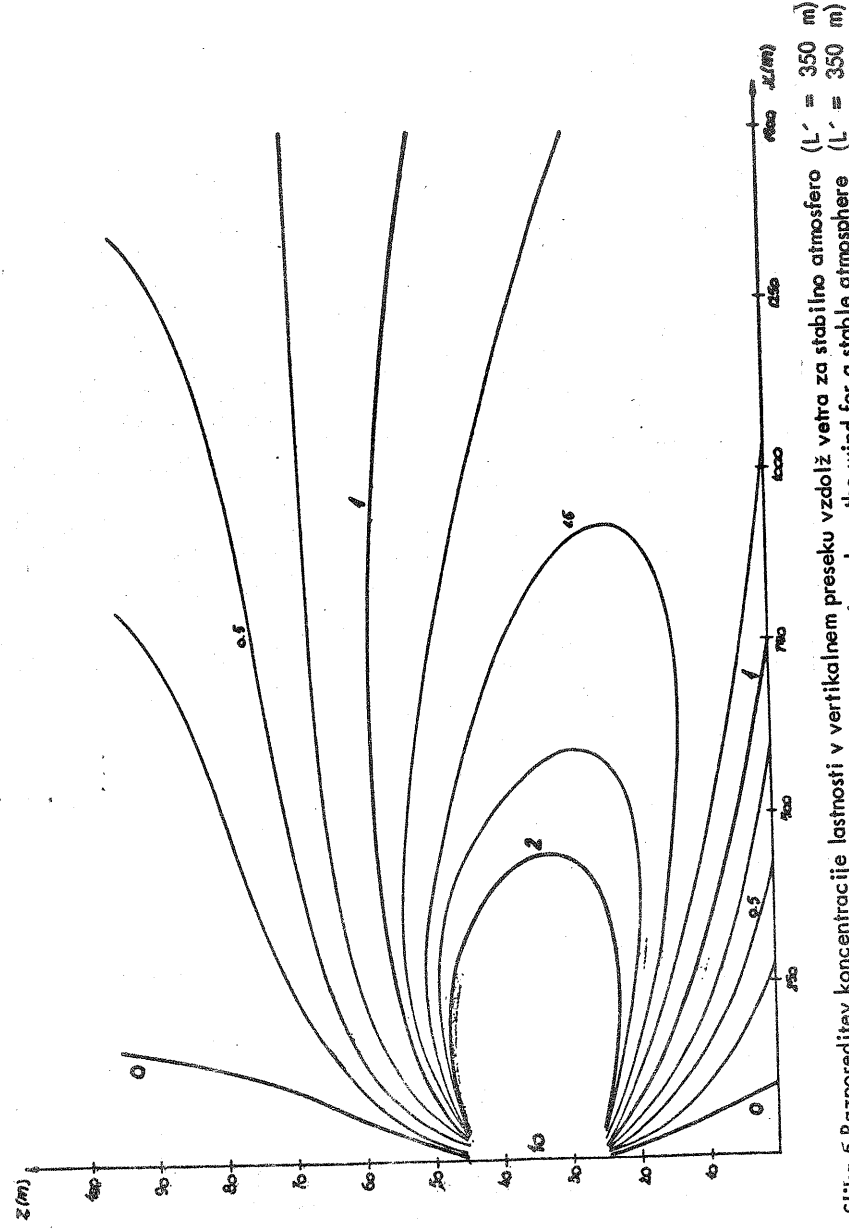
$\bar{c}$  je koncentracija lastnosti, katere razširjanje opazujemo. Račune smo delali s pomočjo računalnika, tako da imamo na razpolago vrednosti za  $\bar{u}$  in  $K_M$  na vsakih 5m višine. Wallington /8/ predlaga za reševanje takele enačbe zelo enostavno računsko shemo in po njej rešujemo tudi enačbo (10) numerično. Robne pogoje postavimo take, kot da so tla idealen reflektor difundirane lastnosti, pa tudi na višini 100m se nam vsa difuzija ustavlja, kar bi moglo nastopiti ob močni temperaturni inverziji na tej višini. Tem pogojem zadostimo tako, da postavimo, da je  $K_M$  na vrhu in na dnu obravnave plasti enak nič.

Rezultati računov so prikazani na slikah 5, 6 in 7, ki prikazujejo potek koncentracije vzdolž vetra. Prvi dve sliki kažeta vertikalni presek vzdolž vetra, tretja pa razmere 5m od tal. Za vse velja, da je torna hitrost  $u_* = 0,06 \text{ m s}^{-1}$  in začetna koncentracija 10 enot 35m od tal. Prva slika kaže stanje, ko so hitrosti in kinematični koeficienti izmenjave izračunani po McVehilovi enačbi z  $L' = 350 \text{ m}$ , druga slika uporablja logaritmčni profil. Na sliki 7 so uporabljeni rezultati štirih enačb: Deaconove z  $\beta = 0,94$  in  $\beta = 0,98$ , McVehilove in enačb za logaritmčni profil vetra.

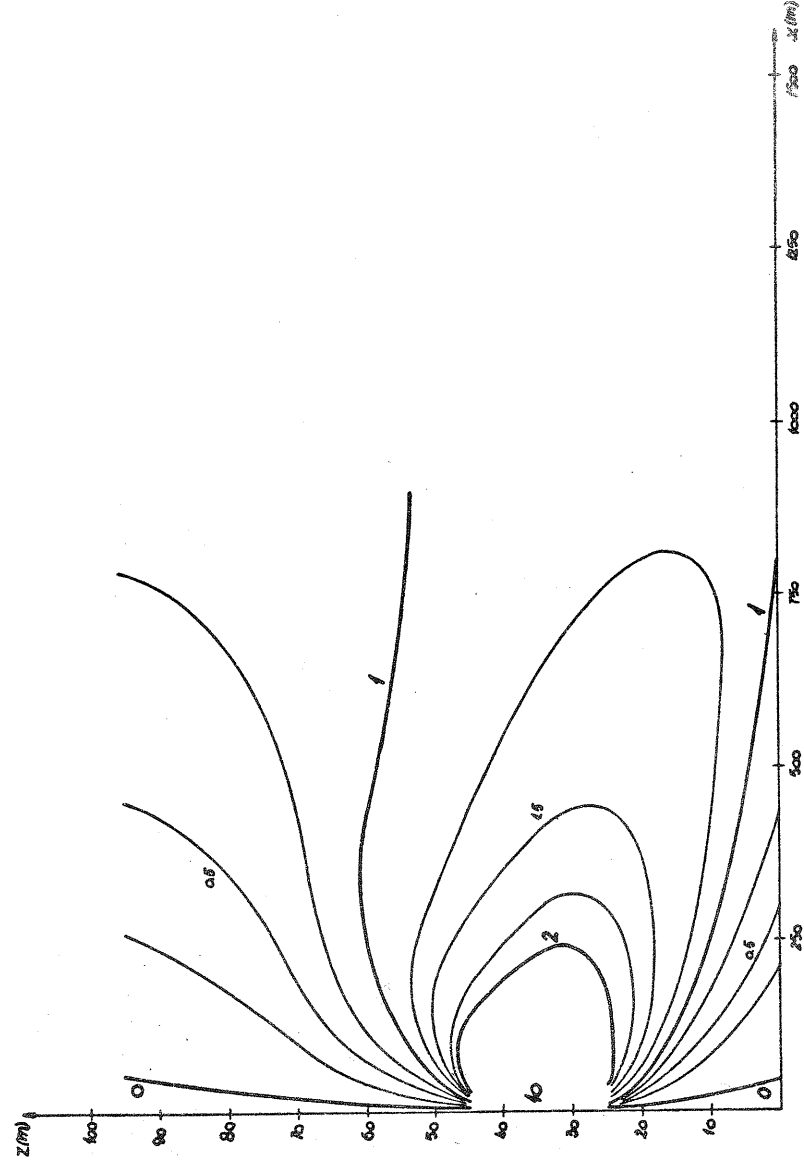
Opazno je, da je pri močnejši stabilnosti (slika 5) difuzija slabša, kot v indiferentnih pogojih (slika 6). Seveda je to razumljivo, saj imamo pri večji stabilnosti šibkejšo vetrovo (glej sliko 3) in slabšo izmenjavo kot pri manjši stabilnosti ter je tako območje enake koncentracije difundirane lastnosti ožje in daljše. Nasprotno je pri slabši stabilnosti več mešanja, lastnost se hitreje prenaša v vertikalni smeri in koncentracija hitreje pada z razdaljo od izvira. Zato so tudi območja enake koncentracije širša in krajša.

Opazno je tudi, da je os izolinij nagnjena k tlam. To je posledica razporeditve hitrosti vetra in koeficienta izmenjave z višino. V zgornjih delih obravnave plasti sta hitrost vetra in kinematični koeficient izmenjave večja. Tam je torej mešanje močnejše, koncentracija hitreje pada z oddaljenostjo od izvira. Nizko pri tleh, kjer so vetrovi šibki, pa se koncentracija bolje ohranja.

Krivulje enake koncentracije so ob zgornji meji področja ukrivljene nekoliko nazven. Taka ukrivljenost pomeni, da je tam večja koncentracija, kot bi bila, če u-krivljenosti ne bi bilo. Temu je kriva neprepustnost zgornje meje za difuzijo. Rekli smo namreč, da smo s tem, ko smo postavili tam  $K_M = 0$ , dosegli, da se nam difuzija od meje plasti odbija. Tako je pod mejo tudi vsa difundirana količina, ki bi sicer šla dalje v prostor. Seveda se moramo vprašati, zakaj tega efekta ne opazimo pri tleh, kjer je mejni pogoj enak. Vzrok je v tem, da imamo iz razlogov,

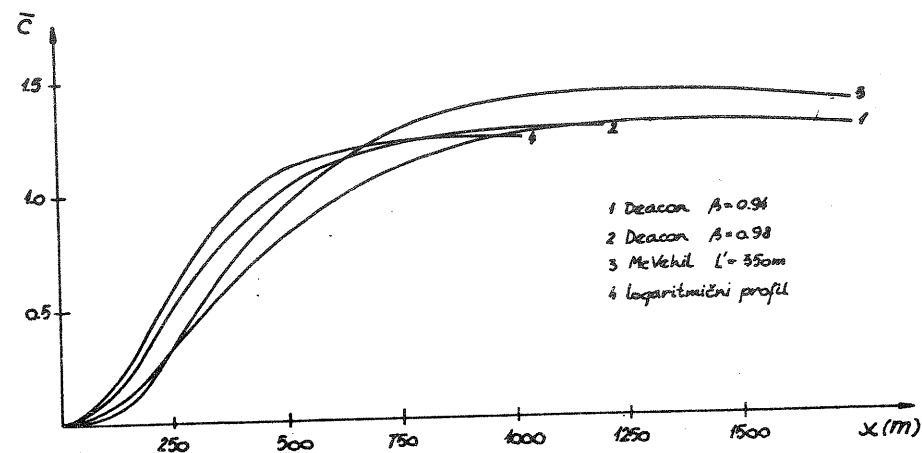


Slika 5 Razporeditev koncentracije lastnosti v vertikalnem preseku vzdolž vetra za stabilno atmosfero ( $L' = 350$  m)  
 Fig. 5 Distribution of the property in the vertical cross-section along the wind for a stable atmosphere ( $L' = 350$  m)



Slika 6 Razporeditev koncentracije lastnosti v vertikalnem preseku vzdolž vetra za indiferentno atmosfero  
 Fig. 6 Distribution of the property in the vertical cross-section along the wind for a neutral atmosphere

ki jih narekuje računski postopek, prvo izračunano vrednost za koncentracijo šele na 5 m višine, to pomeni 30 m od izvira, medtem ko so najvišje ležeče vrednosti izračunane za plast 60 m nad izvirom. Ker so torej koncentracije iz tega vzroka, pa tudi zaradi splošne nagnjenosti izolinij, spodaj večje, efekt odbijanja ni opazen. Z gostejšo mrežo računskih točk pa bi ga morali najti tudi pri tleh.



Slika 7 Razporeditev koncentracije lastnosti na višini 5 m od tal vzdolž vetra

Fig.7 Distribution of the property in the horizontal plane along the wind 5 meters above the soil surface

Poleg računov po McVehilovi enačbi smo napravili še dva (ravno tako za stabilne pogoje) po enačbi Deacona z  $\beta = 0,94$  in  $\beta = 0,98$ . Rezultati so podobni, pa jih skupaj s prejšnjimi predstavimo le na sliki 7, ki prikazuje potek koncentracije na višini 5 m od tal v odvisnosti od oddaljenosti od izvira. Opazno je, da so za stabilnejše pogoje maksimalne koncentracije pri tleh dosežene dlje od izvira in da so celo višje od tistih, za katere je pri manj stabilnih pogojih dosežen maksimum bliže izviru. To spet kaže, da igra stabilnost bistveno vlogo pri turbulentnem razširjanju kake količine.

#### LITERATURA

- /1/ Monin A.S. in Obuhov A.M.: Osnovne zakonomernosti turbulentnega premešivanja v prizemnom sloe atmosferi Akad. nauk SSSR, Trudi geofiz. inst. No24 (151); Moskva 1954
- /2/ Panofsky H.A.: Determination of stress from wind and temperature measurement Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 89, No 379; London 1963
- /3/ Swinbank W.C.: The exponential wind profile Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 90, No. 384; London 1964

- /4/ McVehil G.E.: Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 90. No. 384; London 1964
- /5/ Busch N. E., Frizzola J. A. and Singer I. A.: The Micrometeorology of the Turbulent Flow Field in the Atmospheric Surface Boundary Layer The Danish Acad. of Techn. Sciences, Acta Polyt. Scand., Physics incl. Nucleonic Series No 59; Copenhagen 1968
- /6/ Taylor R. J.: Similarity theory in the relation between fluxes and gradients in the lower atmosphere Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol 86, No. 367; London 1960
- /7/ Panofsky H. A., Blackdar A. K. and McVehil G. E.: The diabatic wind profile Quart. J. Roy. Met. Soc., Vol. 86, No. 369; London 1960
- /8/ Wallington C. E.: Numerical Solution of Atmospheric Diffusion Equations Her Majesty's Stationery Office, Met. Office, Scientific paper No. 28, London 1968

PRISPEVEK K PROGNOZI NEVIHT V SLOVENIJI

A CONTRIBUTION TO THE THUNDERSTORM FORECAST IN SLOVENIA

551.509.326

MIRAN BORKO

Hidrometeorološki zavod SRS, Ljubljana

SUMMARY:

The results of detailed macro and meso synoptic analysis presented in this paper should be used at thunderstorm and hail forecast. The summer period of the year 1971 was studied.

40 thunderstorm days were treated all together: from these 18 days were related with cold fronts, 12 were connected with cold air pool at upper levels and 10 had predominant thermal origin. The circulation at 500 mb surface was studied at these days as well.

Synoptic situation which give the conditions for creation of thunderstorm and hail were thoroughly studied. In 1971 only few cold air intrusions were observed at all heights simultaneously. Therefore, mainly those synoptic situations were studied which favoured creation of thunderstorm and which are seen on upper level weather maps as cold air pockets when the baric field is weak and in connection with stationary cold fronts.

Causes of failed thunderstorm forecasts were studied as well separately treating forecasted thunderstorms which did not occur and nonforecasted ones which were observed. In particular, days when anywhere in Slovenia hail was observed, were analysed.

In spite of close connection of thunderstorm disposition with fairly objective aerological methods for thunderstorm forecast the synoptic method still stands as an important supplement for thunderstorm forecast. To be useful, synoptic charts must be analysed in detail. Small waves in the baric and thermic field should not be neglected. Just these phenomena are in favour of creation of thunderstorms when polar front is stationary or ill-defined.



## UVOD

Obramba pred točo, ki se v zadnjih letih organizira v Sloveniji zahteva čim bolj zanesljive specialne prognoze za dispozicijo neviht in toče. Kljub deloma objektivni prognozi neviht na osnovi labilnostnih faktorjev in vertikalnih hitrosti v ozračju, je bilo potrebno preizkusiti, v koliko lahko k tem prognozam pripomorejo tudi podrobne analize makro in mezosinoptičnih dogajanj v ozračju. Potreba po taki vrsti obdelave je tudi zato, ker dobimo pri uporabi labilnostnih faktorjev najboljše rezultate, če jemljemo za vrednosti, ki te faktorje definirajo, prognoziranje podatke, kar pomeni, da moramo upoštevati spremembe faktorjev, ki ustvarjajo vreme v razsežnem prostoru okoli območja, za katerega dajemo specialne prognoze. /7/.

Pri obdelavi je bilo treba torej upoštevati vidike za konkretno prognozo in sicer v smislu uresničenih in neuresničenih prognoz. Da bi bila obdelava čim bolj zaključena, smo po sinoptičnih vidikih obdelali celotno poletno razdobje (od 15. junija do 15. septembra), torej tudi dneve, ko ni bilo neviht niti jih ni bilo pričakovati.

Obdelava je bila narejena za leto 1971, ko se je pričela sodobno organizirana obramba pred točo na vzhodnem Štajerskem. Skupna karakteristika celotnega razdobja, v katerem so se pojavljale nevihte, je, da skoraj nismo imeli izrazitih prodorov hladnega zraka ob istem času v vseh višinah. Poletje 1971 je bilo značilno po tem, da so prevladovale tropske zračne gmote nad južno in večjim delom srednje Evrope. Ta navidezna pomankljivost (majhno število izrazitih prodorov hladnega zraka) je pravzaprav koristna, ker nam omogoča podrobno raziskavo pogojev za nevihte tudi mimo neposrednega vpliva polarne fronte.

## SPLOŠNA KLASIFIKACIJA NEVIHT

Glavne pogoje za nastanek neviht lahko razdelimo na tri skupine /1, 3, 6/:  
odločujoči advektivni procesi,  
odločujoča vertikalna nestabilnost enorodnih zračnih gmot in  
odločujoča turbulenca zaradi orografije predvsem v hladnih zračnih gmotah.

Pri vsaki obravnavi vzrokov za nastanek neviht naletimo na vprašanje "čistih" toplotnih ali vročinskih neviht /8,9/. Vsekakor so zelo pogosti pogoji, da se sprožijo vertikalni zračni tokovi zaradi prekomernega segrevanja tal. Nastali majhni in neurejeni konvektivni tokovi se morajo združiti v večje, ker se tako nastala nestabilnost prenese v višje zračne plasti; ovira pri tem procesu so kompenzacijski descendentni tokovi in horizontalna gibanja v ozračju. Ugodni orografski profili (pobočja) seveda znatno pripomorejo k urejanju tokov, ki nastajajo zaradi segrevanja tal. Kinetična energija konvektivnega toka omogoča, da se dvigne nad višino presečišča vlažne adiabatne in krivulje temperaturnega stanja okolice. Tako se nastala nestabilnost širi v vertikalni smeri, posebno če tropska zračna gmeta nima močnejših inverznih plasti. Območje, kjer nastajajo vertikalna gibanja, se veča tudi v horizontalni smeri zaradi kompenzacijskih horizontalnih tokov, ki nastajajo zaradi težnje k vzpostavljanju ravnotežja; te tokove lahko obstoječa horizontalna gibanja v ozračju podpirajo ali pa preprečujejo. Tako se končno labilizacija prenese na prvotno stabilno ozračje, kar je pogoj za nastanek toplotnih neviht. Tak postopen, diskon-

tinuiran proces labilizacije, opazujemo pri posameznih stopnjah razvoja kumulusnih oblakov: prvi oblak, ki se je razvil, še nima energetske osnove za razvoj notranje cirkulacije nevihtnega oblaka, pač pa prispeva ta oblak k nadaljni labilizaciji ozračja. Naslednji konvektivni tok bo ta proces še povečal. Za nastanek nevihtnega oblaka je seveda še potreben pogoj, da bo zrak v čim večjem delu vertikalnega preseka zadosti vlažen in bo doseženo čimprej stanje vlažne labilnosti. Pri veliki vlažni labilnosti je zadosten pogoj za sproženje toplotne nevihte že vzpon prek manjše orografske ovire. Končno je pogoj, da nevihto uvrstimo med toplotne tudi ta, da pojav ne povzroča med dnevom večjih sprememb meteoroloških elementov, predvsem srednje dnevne temperature, absolutne vlage zraka in lokalnega vetrovnega režima /5/.

Mehanizem nastanka toplotnih neviht je tudi osnova za napoved po lokalnih znakih. Združevanje manjših kumulusnih oblakov ali nastajanje močnejših oblakov potem, ko se razkrojijo prvotni kumulusi, je precej zanesljiv znak za nastanek toplotnih neviht, predvsem, če je ta proces hiter in v zgodnjem dnevnem času.

Razloga neviht na frontah je enostavnejša: hladna fronta je že po svojem ustroju nevihtotvorna (prodor mrzlega zraka pod segret ali relativno toplem zrakom). Te vrste neviht imajo najmočnejše vetrove, ki so posebno izraziti pri velikem prednevihtnem padu in ponevihtnem zvečanju zračnega pritiska (značilno nevihtno koleno na barogramu), nadalje pri veliki temperaturni razliki obeh zračnih gmot ter v primeru obilnih in sunkovitih padavin. Nevihte se pojavijo tudi ob topli fronti, če je tople zrak potencialno nestabilen (gradient temperature mokrega termometra je za vsako plast mirujočega ozračja večji od vlažnoadiabatnega). K labilizaciji pripomore tudi izhlapevanje ali topljenje padavin kar ohlaja zgoraj okolni zrak in povzroča povečanje temperaturnega gradienta nad vlažnoadiabatnega /1/.

Pri predfrontalnih nevihtah imajo sekundarni procesi v hladni fronti večjo hitrost kot celotni sistem in fronto prehitijo. Tu močno vpliva orografija, ki hladen zrak v nižinah zadrži, medtem ko se v višjih zračnih plasteh širi naprej in ustvarja široko območje predfrontalne labilizacije. Nižje zračne plasti ostanejo tople, zato so te nevihte po lokalnih znakih podobne toplotnim. Podobno se pojavljajo nevihte na starih okluzijskih frontah po tipu tople fronte; le-te imajo na zgornji hladni fronti pogosto ohranjen sistem nestrnjenih kumulonimbusnih oblakov. Ko pride taka fronta nad predele, kjer so pogoji za nastanek toplotnih neviht, utegnemo dobiti padavinsko zelo izrazite nevihte /2/.

Močno nagnjenje k nevihtam imamo tudi pri kapljah hladnega zraka v višinah. Te nevihte nastajajo tudi tedaj, ko je sicer izrazita advektivna oblačnost; že kratkotrajno segrevanje nižjih zračnih plasti je včasih zadostno, da sporži pojave nestabilnosti.

Med nevihte, kjer so za nastanek odločujoči advektivni procesi, uvrščamo tudi nevihte na meji približno vzporednih, a temperaturno različnih tokov /4/. Tako imajo, na primer, nad sredno Evropo in Panonsko nižino večkrat obsežna nevihtna območja, ko je nad severno Evropo izraziti anticiklon: od severovzhoda ali vzhoda doteka hladen, od vzhoda ali jugovzhoda pa toplejši zrak, ki se dviga in postaja nestabilen. Podobnega izvora so lahko tudi plohe ali nevihte, predvsem v severnem in centralnem delu Alp: v višinah imamo tople zračne tokove od jugozahoda, v nižjih zračnih plasteh pa hladnejši oceanski zrak od zahoda ali severozahoda (kar je sicer v nasprotju s principi labilnosti ozračja).

## NEVIHTE V OBRAVNAVANEM RAZDOBJU

Metodika dela: Za vsak nevihtni dan, ko smo v Sloveniji registrirali vsaj 5 neviht (na ca. 350 postajah), je bila narejena podrobna sinoptična analiza vzrokov glede na nižinske in višinske karte. Za celotno poletno razdobje je bila narejena statistika sinoptičnih parametrov, ki vplivajo na dispozicijo za nevihte: smer in hitrost vetra na 500, 700, 850 mb izobarni ploskvi, temperatura na višinah omenjenih ploskev in njihova višina. Na izobarni ploskvi 500 mb sta bila nadalje določena poprečen baričen in temperaturni gradient na razdalji 500 km. Vsi parametri, določeni iz višinskih kart, so bili približno interpolirani za območje vzhodne Štajerske, kjer je bila obramba pred točo. Enaka obdelava je bila narejena tudi za dneve, ko so bile napovedane nevihte, pa jih ni bilo. Manj natančna sinoptična analiza je bila narejena tudi za druge dneve, ko neviht ni bilo.

Pregled vzrokov nevihtnega nastanka:

Skupaj je bilo obravnavanih 40 nevihtnih dni. Od tega jih je bilo:

- 18 v zvezi s hladno fronto
- 12 v zvezi s kapljo hladnega zraka v višinah
- 10 s prevladujočo termično komponento nastanka

Od neviht v zvezi s hladno fronto smo imeli v 10 primerih izrazit vpliv hladnega zraka v višinah (6 od severozahoda, 2 od zahoda, 2 od severa), v 3 primerih so bile, nevihte predfrontalne, v 1 primeru pofrontalne. V 4 primerih je bila hladna fronta stacionirana ob Alpah ali pa je bila brez izrazitega vpliva hladnega zraka v višinah, nevihte so nastale predvsem zaradi intenzivnega segrevanja tal.

Pri nevihtah, kjer je prevladovala termična komponenta nastanka, je bil v 8 primerih prisoten hladnejši zrak v višinah. Če k tem nevihtam prištejemo še pravkar omenjene nevihte ob stacionarni hladni fronti ob Alpah, lahko rečemo, da približno eno tretjino neviht po svojem nastanku povzročijo v veliki meri termični vplivi.

Splošna cirkulacija na 500 mb izobarni ploskvi ob nevihtnih dneh je bila:

- a) glavni prodor hladnega zraka je bilo od severozahoda v 17 primerih (hladna fronta je dosegla Slovenijo s severne smeri);
- b) glavni prodor hladnega zraka je bil od severozahoda, izločila se je kaplja hladnega zraka (2 primeri);
- c) prodori hladnega zraka s formiranejm sekundarne doline hladnega zraka, 8 primerov, od tega:
  - glavna dolina nad vzhodno Evropo, sekundarna prek Karpatov do Alp, 2 primeri;
  - glavna dolina nad vzhodnim Atlantikom, sekundarna dolina dosega od severozahoda ali severa Alpe, 6 primerov;
- d) samostojna kaplja hladnega zraka 12 primerov, od tega:
  - kaplja hladnega zraka se zadržuje severno ali zahodno od naših krajev, glavni prodor je usmerjen nad vzhodno Evropo, 5 primerov;
  - kaplja hladnega zraka vzhodno ali jugovzhodno od Slovenije, glavni prodor hladnega zraka je usmerjen od severozahoda proti srednji Evropi, 3 primeri;

dolina hladnega zraka nad vzhodno Evropo jedro hladnega zraka je nastalo nad vzhodnimi Alpami, 1 primer;  
kaplja hladnega zraka je nastala ob zahodnih Alpah iz doline hladnega zraka nad vzhodno Evropo, 1 primer.

Vzroki nevihtnega nastanka v dnevih s točo:

Od 16 obdelanih dni s točo (kjerkoli v Sloveniji) je bil vzrok nevihtne aktivnosti: hladna fronta v 9 primerih (od tega v 5 primerih z vplivom hladnega zraka v višinah, v drugih primerih je bila manj izrazita hladna fronta, na nevihtno aktivnost je vplivala velika termična komponenta razvoja oblakov);

kaplja hladnega zraka v višinah v 5 primerih;

prevladujoča termična komponenta nastanka neviht s hladnim zrakom v višinah 2 primera.

Sinoptične situacije, ki so vzrok za nevihte in točo:

Pogosta in večdnevna dispozicija za nevihtne nastaja na južni ali vzhodni strani širokih U dolin hladnega zraka nad zahodno Evropo; polarna fronta je precej razblinjena. Enako velja, ko imamo precej razblinjeno polarno fronto nad Sredozemljem. V nižjih zračnih plasteh imamo v teh primerih polje šibkega baričnega gradienta. Vpliv termične komponente razvoja nevihtnih oblakov je velik. Primeri: 17.VII, 18.VII., 23.VII., 24.VII., 2.VIII., 4.VIII., 15.VIII.

Poseben primer v teh situacijah je nastajanje karakterističnih S-formacij v polju izoterm na višini 500 mb izobarne ploskve. (Jedri hladnega in toplega zraka na sorazmerno majhni površini). Pojav teh formacij daje skoraj gotovo intenzivne nevihte z veliko verjetnostjo toče. Take formacije imajo majhne dimenzije, na primer situacija dne 12.VIII: jedro toplega zraka je bilo nad jugozahodno Nemčijo, hladno jedro nad vzhodnimi Alpami. Drugi primer: 18.VII.

V polju z majhnim baričnim gradientom in v primeru, ko je dolina hladnega zraka nad vzhodno Evropo, se razvijajo iz te doline, predvsem prek Karpatov, proti zahodu pogosto jeziki hladnega zraka, brez večje indikacije na baričnem polju. Horizontalne temperaturne razlike med jezikom hladnega zraka in okolico so majhne, običajno le 2 do 5°C. Iz teh jezikov hladnega zraka se utegne razviti tudi kaplja hladnega zraka. Toča se običajno ne pojavlja. Primeri: 6.VII., 11.VII.

Močno nevihtno aktivnost opažamo pri onih prodorih hladnega zraka, ko ostane glavna tega zraka na višini 500 mb izobarne ploskve zahodno ali severozahodno od Alp. Primeri: 27.VI., 13.VII., 22.VIII. Utegnemo imeti tudi izrazito hladno advekcijo hladnega zraka v nižjih zračnih plasteh; primer 13.VII.

Gornja ugotovitev se sklada tudi s temperaturnimi razmerami v višinah ob dnevih s točo. V večini obdelanih primerov se namreč temperatura ni mnogo znižala ob pričetku situacije, ki je dovela do toče. Seveda to ne pomeni, da ni neviht oziroma toče tudi pri popolnem prodoru hladnega zraka v vseh višinah. Primeri: 29.VI., 27.VIII. in 31.VIII. (tudi razvoj sekundarnega ciklona).

Dalje obdobje z nagnjenjem k nevihtam nastaja ob splošni slabitvi anticiklona nad

srednjo Evropo, Balkanom in Sredozemljem, vendar ob blokirani cirkulaciji atlantskih zračnih gmot. V tem primeru se običajno kaplje hladnega zraka, ki se zadržujejo poleti pogosto nad vzhodnim in južnim Balkanom, pomaknejo proti zahodu. Primeri: 3.VII., 4.VII., 24.VII., 29.VII., 30.VII., 31.VII., 1.VIII.

Kaplje hladnega zraka te vrste se v navedenih primerih niso pomikale iznad naših krajev dalje proti zahodu, morda so zajele še severni Jadran in severno Italijo.

Tabela 1: Veter na 500 mb ploskvi nad Slovenijo v nevihtnih dneh

Table 1: Wind on 500 mb level above Slovenia in thunderstorm days

Smer vetra	stopnja jakosti			skupaj
	0 (v < 30km/h)	1 (30-60km/h)	2 (v > 60km/h)	
N	1	3	2	6
NE	1	1	0	2
E	1	1	0	2
SE	0	0	0	0
S	0	1	0	1
SW	1	4	3	8
W	5	7	4	16
NW	2	1	1	4
nedoločljiv				1
skupaj	11	18	10	40

Prevladujoča cirkulacija na širini 500 mb ploskve ob dnevih s točo je bila v 2 primerih jakosti 0, v 7 primerih jakosti 1 in v 7 primerih jakosti 2. Glede smeri cirkulacije: 2 krat smer N (jakost 1), 1 krat smer E (jakost 1), 1 krat smer S (jakost 2), 5 krat SW (jakost 1 in 2), 7 krat smer W (jakost 2).

Glede odvisnosti med prevladujočo cirkulacijo na višini 500 mb ploskve in nastankom neviht oziroma toče, lahko povzamemo: največ neviht je ob vetru med SW in NW (točno WNW), vrh je pri W. Drugi maksimum pojavljanja neviht je pri cirkulaciji smeri N. Prevladujejo vetrovi majhne in srednje hitrosti. Toča se je v obravnavanih primerih pojavila le pri vetru med SW (točno SSW) in W ter pri smeri N na višini 500 mb izobarne ploskve; nikoli pa ne, na primer, pri severozahodni smeri. Toča prevladuje pri srednjih in večjih hitrostih vetra.

Pri vetrovih vzhodnih smeri na višini 500 mb izobarne ploskve skoraj ni neviht.

Obdelava situacij z neuresničeno prognozo neviht:

Od 8 primerov, ko je bila dana prognoza neviht, a jih ni bilo, je:

3 krat nastala advekcija toplega zraka, ki je ni bilo mogoče predvideti,

2 krat se je advekcija toplega zraka nadaljevala ali se še okrepila, medtem ko je bilo glede na situacijo ob izdelavi prognoze pričakovati prenehanje te advekcije,

2 krat je hladna fronta dosegla naše kraje za 1 dan kasneje, kakor so predvidevali,

1 krat je ob prehodu hladne fronte nastalo strujanje zraka z učinkom fenizacije in velikim zvečanjem zračnega pritiska v nižinah.

Primeri:

2.VII.: pričakovali so nevihte zaradi kaplje hladnega zraka (nadaljevanje situacije prejšnjega dne). Kaplja hladnega zraka se je umaknila proti vzhodu, nastala je advekcija toplega zraka od NW nad Alpe,

7.VII.: pričakovali so nevihte zaradi kaplje hladnega zraka nad srednjo Italijo (nadaljevanje situacije prejšnjega dne). Nad severozahodno Evropo se je zelo hitro razvil močan anticiklon skupaj z advekcijo toplega zraka od NW nad naše kraje.

25.VII.: pričakovali so nevihte v polju šibkega baričnega gradienta in pri obstoju manjših jeder hladnega zraka v višinah (nadaljevanje situacije prejšnjega dne). Dolina nad vzhodnim Atlantikom se je močno poglobila, zato se je pričela advekcija toplega zraka nad Alpe.

28.VII.: pričakovali so nevihte zaradi pomika doline hladnega zraka iznad obale zahodne Evrope proti vzhodu. Dolina je hitro oslabela in se cepila v manjšo kapljo hladnega zraka nad Britanijo, ta pa se ni pomikala dalje proti vzhodu.

6.VIII.: pričakovali so nevihte zaradi nadaljevanja splošne labilnosti ozračja v zvezi z valovanjem polarne fronte nad zahodno Evropo in stacionarne ter oslabiljene hladne fronte v nižinah ob Alpah. Glavna dolina hladnega zraka nad vzhodnim Atlantikom se je močno poglobila v smeri proti jugu in v zahodno Sredozemlje, zato se je okrepila advekcija toplega zraka nad naše kraje (bile so le posamezne in malo intenzivne nevihte).

7.VIII.: pričakovali so, da se bo hladen zrak pomaknil proti vzhodu in povzročil nevihte, vendar se je advekcija toplega zraka, ki se je pričela že prejšnjega dne, še okrepila. Vdor hladnega zraka je bil šele naslednji dan.

11.VIII.: pričakovali so nevihte v zvezi s pomikom polarne fronte iznad zahodne Evrope proti Alpam. Ob vzhodnih Alpah se je močno okrepila jugovzhodna cirkulacija, zato je bil prodor hladnega zraka šele naslednji dan.

17.VIII.: pričakovali so nevihte v zaledju hladne fronte in doline hladnega zraka, ki se je razvijala iznad Skandinavije proti Alpam (nadaljevanje situacije prejšnjega dne). V višinah je nastala izrazita severozahodna cirkulacija z dotokom hladnega zraka tudi v nižine, zato neviht ni bilo.

Obdelava situacij, ko niso bile napovedane nevihte, a so se pojavile

Od 40 neviht je bila v 7 primerih dana prognoza, da neviht ne bo. Od 7 primerov, ko nevihte niso bile predvidene, je:

3 krat dosegla hladna fronta naše kraje prej, kakor je bilo pričakovati, v enem primeru so bili termični pogoji za konvekcijo močnejši kakor je bilo predvidevati, v enem primeru je bilo pričakovati, da bo po prehodu hladne fronte nevihtna aktivnost ugasnila,

v 2 primerih so se pojavile nevihte ob prodorih hladnega zraka, ki je sicer bil predviden.

#### Primeri:

11.VII.: malenkostno hladnejši zrak se je v višinah razširil od vzhodno evropske doline hladnega zraka proti Sloveniji in povzročil termične nevihte v alpskem svetu.

16.VII.: hladna fronta, za katero so predvidevali, da se bo ob Alpah zaustavila, je hitro prešla naše kraje. Fronta naj bi se zaustavila zaradi izredno toplega zraka, ki je bil v višinah.

5.VIII.: pričakovali so frontolizo hladne fronte, ki je dosegla naše kraje že prejšnji dan. Zaradi nespremenjenih razmer splošne cirkulacije, so se sicer oslABLJENE nevihte pojavile tudi tega dne.

15.VIII.: atlantska dolina hladnega zraka, ki je na vzhodnem delu vzvalovila, je bila prvotno stacionarna. Zaradi sočasnega razvoja azorskega anticiklona v območje polarne fronte in spuščanja doline hladnega zraka iznad Skandinavije proti jugu je hladna fronta hitro dosegla naše kraje in povzročila nevihte s točo.

30.VIII.: hladna fronta v polju šibkega baričnega gradienta je dosegla naše kraje prej, kakor je bilo predvideno.

8., 12.IX.: situaciji sta značilni za jesenske prodore hladnega zraka.

#### SKLEP

Kot že omenjeno so bili v letu 1971 v poletnem času maloštevilni popolni prodori hladnega zraka (v vseh višinah), zato so bile nevihte predvsem v zvezi z manjšimi jedri nekoliko hladnejšega zraka v višinah pri baričnem polju s šibkimi gradienti in v zvezi s precej stacionarnimi hladnimi frontami. Pri prodorih hladnega zraka v vseh višinah je verjetnost neviht, razumljivo zelo velika, posebno če je bilo pred njimi več dni anticiklonalno vreme z visokimi temperaturami.

Kljub znatni povezanosti med dispozicijo za nevihte in sorazmerno objektivnimi aerološkimi karakteristikami ozračja, ostaja sinoptična metoda še vedno pomembno dopolnilo k prognozi neviht. Potrebno je predvsem podrobno in točno analizirati sinoptične karte v območju neposredno ob naših krajih in pri tem, na primer, ne zanemariti majhnih valovanj, ki se pojavljajo v baričnem ali termičnem polju; obdelava je pokazala, da so prav ti pojavi v pogojih stacionarne polarne fronte zelo ugodni za nastajanje neviht.

#### LITERATURA

- /1/ Heyer: Witterung und Klima, 1965
- /2/ George: Flugmeteorologie, 1956
- /3/ Kaehler: Wolken und Gewitter, 1940
- /4/ Scherhag: Wetteranalyse und Wetterprognose, 1956
- /5/ Petkovšek: Nevihтна karta in nevihtna pogostnost v Sloveniji, Razprave DMS VII, Ljubljana 1966
- /6/ Crichfield: General Climatology 1960

/7/ Pristov: Uporaba labilnostnih faktorjev za prognozo neviht in toče v Sloveniji, Razprave DMS XII, Ljubljana 1970

/8/ Čadež: Nevihte v Ljubljani, Kronika slovenskih mest, Ljubljana 1937

/9/ Borko: Toplotne nevihte v slovenskem alpskem svetu, VI. int. Kong. Alp. Met., SHMZ, Beograd 1962

OBJEKTIVNI KRITERIJI ZA PROGNOZO NEVIHT IN TOČE

OBJECTIVE CRITERIA FOR THUNDERSTORM AND HAIL FORECAST

551.509.326

JANKO PRISTOV

Hidrometeorološki zavod SRS, Ljubljana

SUMMARY:

A few years ago a hail protection system was organised in northeastern part of Slovenia, using rockets filled up with silver iodide. An efficient thunderstorm and hail forecast is needed for alertness of the radar's crew and rocket shooters.

In the past, we used only the main weather situation as a tool for a thunderstorm forecast. In 1971, we forecasted vertical temperature distribution above the eastern part of Slovenia, and on the basis of this, vertical velocities were calculated, using Šiškin's method /4/. For this year also lability factors "K" /1/ and "SSI" /2/ were calculated. Values for vertical velocities and the above mentioned factors are given in the tables 1-3.

Results have shown that strong hail is observed at vertical velocities larger than 20 mps. At values between 10 and 20 mps thunderstorms are observed, and only occasionally weak hail. At these values strong hail can be observed in the western part of Slovenia only (region 4 /5/). Here the already calculated vertical velocities are not valid any more; for this part of Slovenia particular vertical temperature distribution must be forecasted and particular limits must be determined. At vertical velocities smaller than 10 mps only a few thunderstorms were observed, or even none.

Low level air layers determine whether the convection will start or not. Šiškin's method does not take into account the air humidity, therefore the calculated vertical velocities are too large in very dry air. Too large calculated vertical velocities are also obtained in the cases when inversion layers exist close to the height of the maximal vertical velocity.

For thunderstorm and hail forecast it is much less important to know the lability factors than to know the vertical velocities calculated for separate air layers. The shortness of the lability factors "SSI" lies in its definition. Here, the temperatures

at two different heights are taken into account (i.e. 850 mb surface and 500 mb surface), and the air humidity at only one height (i.e. 850 mb surface). When subsidence inversion layers are situated above the height of 850 mb surface, negative values of "SSI" are calculated. This should mean a creation of strong thunderstorm activity but even weak convection is missing. Similar circumstances are found with the factor "K" where data at three different heights are taken into account; but here the influence of air humidity at lower levels (850 mb and 700 mb surface) on its value is too large.

The main common shortness of the lability factors "SSI" and "K" lies in the fact that they do not take into account the circumstances occurring below the height of 850 mb surface. It was found out that determined limite values of these two factors are necessary, but, however they are not sufficient conditions for the creation of thunderstorms. It is impossible to forecast a thunderstorm only on the basis of lability factors, but their values can prove useful as an indicator showing when a more laborous calculation of vertical velocity should be made.

#### UVOD

Zaradi obrambe pred točo smo pričeli v Sloveniji že leta 1969 napovedovati nevihte, ki so bile izdelane na osnovi splošne sinoptične situacije, ob upoštevanju analiziranih emagramov sosednjih radiosondažnih postaj. Ocena posameznih elementov je bila močno subjektivna in je bila vrednost prognoze odvisna le od izkušenosti prognostika.

Že od samega pričetka izdelovanja teh prognoz smo želeli dobiti za prognozo neviht objektivne kriterije. V pričetku smo uporabljali najbolj splošne labilnostne faktorje, kot sta "K faktor" /1/ in "SSI faktor" /2/. Za ta dva labilnostna faktorja se je pokazalo, da sta koristna za prognozo neviht, nista pa zadostna, da bi se dalo prognozirati samo na njihovi osnovi /3/. Vrednosti teh faktorjev, pri katerih nastopajo nevihte, so različne skoraj za vsako izmed sosednjih radiosondažnih postaj, kajti pri vsaki so različni lokalni pogoji, ki nedvomno vplivajo na nastanek neviht.

Ker nas uporabnost labilnostnih faktorjev ni povsem zadovoljila, smo pričeli v letu 1971 računati vertikalne hitrosti nad Slovenijo, oziroma bolje povedano, nad pred točo branjenim področjem v vzhodni Sloveniji. Za računanje vertikalnih hitrosti smo uporabili metodo Šiškina /4/.

#### RAČUNANJE VERTIKALNIH HITROSTI

Šiškin je računati vertikalne hitrosti po posameznih slojih in upošteval tudi advektivni člen in insolacijo. Po njegovem mnenju ne določa vertikalne hitrosti samo razporeditev temperature z višino, temveč tudi odnos med descendenčnimi in ascendenčnimi tokovi. Hitrost vertikalnega gibanja je po Šiškinu /4/ v tem primeru podana z enačbo

$$\frac{V^2}{2} = C_p [(T_b - T) - S_{Bmaks}(T_b - T_c)] \gamma$$

kjer lahko pišemo

$$C_p [(T_b - T) - S_{Bmaks}(T_b - T_c)] = \Delta q$$

in dobimo

$$\frac{V^2}{2} = \gamma \cdot \Delta q$$

pri tem je

$V$  = vertikalna hitrost;

$C_p$  = specifična toplota pri konstantnem pritisku;

$T_c$  = temperatura presečišča suhe adiabate, ki poteka skozi temperature na spodnji meji sloja, z vrhom sloja;

$T_b$  = temperatura presečišča vlažne adiabate z vrhom sloja;

$T_o$  = temperatura kondenzacijskega nivoja;

$T_{cn}$  = temperatura presečišča suhe adiabate, ki poteka skozi temperatura kondenzacijskega nivoja z vrhom sloja;

$T$  = temperatura prostega ozračja na spodnjem nivoju sloja;

= koeficient pretvorbe toplotne energije v kinetično energijo;

$$\gamma = \frac{T_o - T_{cn}}{T_o}$$

$\Delta q$  = latentna toplota enote mase, ki se sprosti pri kondenzaciji v oblaku;

$S_{Bmaks}$  = optimalna oblačnost pri pogoju maksimalne možne sprostitve energije konvekcije:

$$S_{Bmaks} = 1 - \frac{\frac{\sum_{i=1}^n T_i - T_c}{T_c}}{\frac{\sum_{i=1}^n T_{bi} - T_c}{T_c}}$$

Stratifikacijska krivulja ali krivulja vertikalne temperaturne razporeditve, se deli na  $n$  odsekov z ozirom na karakteristične točke, ki se prično s prognoziranim kondenzacijskim nivojem. Če karakterističnih točk ni, vzamemo debeline slojev od 150 do 200 mb. Za vsak tak sloj se označuje suha in vlažna adiabata z izhodiščem na spodnjem nivoju sloja.

#### UPORABNOST IZRAČUNANIH VERTIKALNIH HITROSTI

V letu 1971 smo uporabljali radiosondažne podatke Zagreba za računanje vertikalnih hitrosti takrat, kadar je bila advekcija majhna. Te izračunane vertikalne hitrosti smo uporabljali za prognozo neviht in toče v notranjosti Slovenije, pod predpostavko, da so to maksimalne vertikalne hitrosti za določeno področje; kje na tem področju se bodo te maksimalne vertikalne hitrosti pojavile, pa ne vemo.

Kadar je bila advekcija zadosti velika, smo izdelali prognostično krivuljo, pri ka-

teri pa so se pojavile, še posebno zaradi nepoznavanja stratifikacije ozračja nad Slovenijo, znatne težave in seveda tudi napake.

Bistveno pri računanju vertikalnih hitrosti je, da pravilno prognoziramo kondenzacijski nivo in ali bo do kondenzacije v ozračju sploh prišlo ali ne. Kolikor ne prognoziramo pravilno pričetek kondenzacije, so lahko naši izračuni popolnoma napačni. Zgodilo se je, da smo ob napačni izhodiščni predpostavki pri prognoziranju kondenzacijskega nivoja dobili celo vertikalne hitrosti do 30 m/s, čeprav do kondenzacije sploh ni prišlo. Druga skrajnost se pojavlja ob prehodu hladnih front, ko je možno, da ob napačnem izhodišču izračunamo majhne vertikalne hitrosti, pojavi pa se celo toča.

V letu 1971 smo za vse dni, ko je delovala obramba pred točo z radarjem, izračunali vertikalne hitrosti po metodi Šiškina in tudi labilnostne faktorje "K" in "SSI". Zaradi boljše preglednosti smo razdelili vse podatke na dneve, ko je padala toča kjerkoli v Sloveniji (tab. 1), na dneve z nevihtami, vendar brez toče (tab. 2), in na dneve brez neviht (tab. 3).

Oznake v tabelah pomenijo:

I pogostnost neviht in sicer: 1 = do 10 neviht, 2 = od 11 do 90 neviht, 3 = od 91 do 260 neviht, 4 = nad 260 neviht. To število pomeni, koliko od 350 meteoroloških postaj v Sloveniji je zabeležilo nevihte; "področje neviht" ali "področje toče", v katerem področju v Sloveniji so bili ti pojavi /5/. (številka pomeni področje)

h = izračunana višina maksimalne vzgonske hitrosti v geopotencialnih hektometrih

W = maksimalna vzgonska hitrost v m/s

SSI in K pomeni iznos izračunanih vrednosti labilnostnih faktorjev.

Obdelava teh podatkov nam pokaže, da nam za prognozo toče oziroma neviht največ koristi izračunana vertikalna hitrost. Iz tab. 1 je razvidno, da je potrebna, za pojavljanje zmernih oziroma pogostnih neviht spremljanih s točo, vzgonska hitrost vsaj 20 m/s. To je zelo groba ocena, kajti na kriterij, ali bo toča padala ali ne, vpliva poleg vzgonske hitrosti tudi višina izoterme  $O^{\circ}$  in vlažnost v ozračju. Toča se pojavlja tudi takrat, ko so nevihte redke in je bila v teh primerih tudi izračunana vzgonska hitrost manjša vendar še nad 11m/s.

Tabela 1

Primeri s točo v Sloveniji  
Simboli pomenijo: I pogostnost neviht, PN področje neviht, PT področje toče, h višina maksimalne vertikalne hitrosti, W maksimalna vertikalna hitrost (m/s), "SSI" in "K" labilnostna faktorja.

Table 1

Cases with hail in Slovenia  
Symbols have the following meaning: I frequency of thunderstorms, PN regions with thunderstorms, PT regions with hail, h height of maximal vertical velocity, W maximal vertical velocity (mps), "SSI" and "K" lability factors.

Datum	I	PN	PT	h	W	SSI	K
18.7.	4	1,2,3,4	1,2,3,4	5,5	24	-1	32
16.8.	4	1,2,3,4	1,2,3,4	5,4	38	-4	34
27.8.	4	1,2,3,4	1,2,3,4	4,6	25	-3,5	31
29.6.	2	1,2,3,4	1, 3	4,5	12	1	30
1.7.	2	1, 3,4	3	3,4	11	2	26
5.7.	3	1,2,3,4	1, 4	4,0	16	1	32
11.7.	2	1,2,3	3	2,8	9	1	29
12.7.	3	1,2,3,4	1, 3,4	3,7	17	-4,5	37
13.7.	4	1,2,3,4	1, 3	5,6	28	-4	35
17.7.	3	1,2,3,4	1, 3	4,3	32	-0,5	31
23.7.	2	1,2,3,4	4	3,3	11	4	28
31.7.	2	1,2,3,4	4	4,8	18	-4,5	40
2.8.	3	1,2,3	3	5,8	16	2	31
4.8.	3	1,2,3,4	4	5,9	29	-8	31
8.8.	4	1,2,3,4	1,2,3	4,8	23	-5	28
12.8.	4	1,2,3,4	2,3	5,6	24	-4	33
15.8.	2	1,2,3,4	3	6,4	33	-3	23
22.8.	3	1,2,3,4	2,3,4	5,5	23	-	-
23.8.	3	1,2,3,4	1,2,3	4,9	21	-1	32
24.8.	3	1,2,3,4	1,2,3	3,6	13	2	33
26.8.	2	1, 3,4	1, 3	5,4	20	1	30
POPREČEK				4,8	21	-1,5	31,3



Tabela 2

Primeri z nevihtami brez toče v Sloveniji  
(Oznake v tabeli so enake kot v tabeli 1)

Table 2

Cases with thunderstorms without hail in Slovenia  
(Symbols have the same meaning as on table 1)

Datum	I	PN	h	W	SSI	K
27.6.	2	1,2,3,4	4,9	17	4	25
28.6.	2	1,2,3,4	3,0	8	1,5	32
30.6.	2	1,2,3,4	3,1	12	1	30
16.7.	3	1,2,3,4	3,4	11	6	19
24.7.	2	1,2,3,4	4,4	16	4,5	24
30.7.	2	1,2,3,4	4,1	12	-2	35
5.8.	2	1,2,3,4	3,7	14	-1,5	33
21.8.	2	1,2,3,4	5,1	20	0	30
31.8.	3	1,2,3,4	4,2	17	-1	35
3.7.	3	1,2,3	3,0	13	2,5	25
4.7.	2	1,2,3	5,6	20	0	33
6.7.	2	3	3,8	16	2	29
14.7.	1	2	2,2	9	-0,5	33
15.7.	1	1, 3	5,5	21	4,5	21
26.7.	1	1, 3	2,0	4	6	12
29.7.	3	1,2,3	5,8	21	-1,5	36
1.8.	2	1,2	3,0	13	1,0	35
3.8.	2	1,2,3	4,2	18	-2,5	32
6.8.	1	1,2	5,2	23	-2,0	33
9.8.	1	1, 3	3,0	8	2	28
11.8.	1	1, 3	-	0	-2,5	25
13.8.	1	3,4	4,3	5	4	26
25.8.	1	3,4	3,2	7	-0,5	32
30.8.	2	1, 3	5,5	17		
1.9.	1	4	2,2	5	6	24
6.9.	1	2,3,4	2,5	5	0	29
8.9.	1	4	2,9	9	8	19
12.9.	1	2,3,4	2,8	7	4	28
15.9.	1	3,4	3,1	7	2	29
POPREČNE VREDNOSTI			3,7	12,2	1,9	27,6

Tabela 3

Primeri, ko v obravnavani dobi ni bilo neviht  
(oznake v tabeli so enake kot v tabeli 1)

Table 3

Cases, when thunderstorms were not observed in the treated period  
(Symbols have the same meaning as on table 1)

Datum	h	W	SSI	K
2.7.	2,9	9	4,5	27
7.7.	3,7	14,5	2	29
8.7.	3,0	3	5,5	18
9.7.	5,6	9	4,5	15
10.7.	2,4	3	8	15
19.7.	4,2	3	-1	35
20.7.	2,0	4	7	19
21.7.	2,2	3	3	26
22.7.	2,1	7	5,5	22
25.7.	3,1	13	-0,5	28
27.7.	/	0	5	17
28.7.	/	0	-0,5	24
7.8.	/	0	-3,5	22
10.8.	/	0	4	9
14.8.	/	0	-5	28
17.8.	2,6	13	2	30
18.8.	2,3	7	3	18
19.8.	/	0	8	12
20.8.	/	0	4	14
28.8.	4,1	17	1,5	27
29.8.	/	0	3,5	22
2.9.	2,5	9	10	16
3.9.	2,7	11	4,0	3
4.9.	2,0	6	8	10
5.9.	4,2	10	1,5	21
7.9.	3,0	9	5	15
9.9.	3,0	8	3	26
10.9.	/	0	9	16
11.9.	/	0	0,5	32
13.9.	/	0	9	22
14.9.	2,6	10	6	18
16.9.	3,0	6	4	22
17.9.	3,4	8	7	14
18.9.	3,1	8	6	23
19.9.	/	0	9	18
20.9.	/	0	9	12



Datum	h	W	SSI	K
21.9.	/	0	7	15
23.9.	/	0	4	17
24.9.	/	0	2,5	24
25.9.	/	0	3,0	30
26.9.	/	0	1	28
27.9.	/	0		
28.9.	/	0	2	28
29.9.	1,5	5	3	30
30.9.	/	0	4	27
POPREČJE	3,0	5,1	4,0	21,0

Izjemen primer je bil 11. 7. 1971, ko je bila izračunana vzponska hitrost samo 8,5 m/s in je na eni postaji v gorskem svetu padala toča. Toče pri vert. hitrostih pod 20 m/s so manjšega obsega in ne povzročajo znatne škode, tako da še vedno ostane kriterij za zmerno ali močno točo 20 m/s. Ti rezultati so se pokazali v letu 1971 za zelo zadovoljive.

Podobno, kot smo pri računanih vertikalnih hitrostih za točo ugotovili, da morajo biti večinoma nad 20 m/s, so pri nevihtah brez toče hitrosti med 10 in 20 m/s. Vzponske hitrosti pod 10 m/s so samo ob posameznih nevihtah ali pa so v tem primeru nevihte na Primorskem, za katere pa smo že ugotovili /3/, da ne veljajo vertikalne hitrosti izračunane, za notranjost Slovenije.

Prognostične temperaturne krivulje so izdelane za nostranjost Slovenije na osnovi radiosondažnih podatkov Zagreba; za Primorsko pa je treba za osnovo uporabljati radiosondažne podatke Udin. Posebno velika razlika nastane v jesenskih mesecih, ko se atmosfera v notranjosti Slovenije že stabilizira, v Primorju pa ostane še močno labilna.

V primerih, ko ni bilo v Sloveniji niti neviht niti toče, so izračunane vertikalne hitrosti pod 10 m/s. Večje vrednosti so zabeležene samo takrat, ko je bila slabo prognozirana temperaturna krivulja ali se je pojavila močna subsidenca tik nad izračunanimi maksimalnimi vrednostmi vertikalnih hitrosti.

Kolikor je zrak presuh, je treba izhodiščno formulo za vzponske hitrosti korigirati s tem, da zmanjšamo vertikalno hitrost. Upoštevamo namreč, da je pritok suhega zraka v oblak vertikalnega razvoja tolikšen, da se dvigajoči zrak ne dviga več po vlažni adiabatni, temveč nekje po sredi med vlažno in suho adiabato. Na ta način izračunane vzponske hitrosti so znatno manjše, kot če upoštevamo, da se dviga zrak po vlažni adiabatni. Ocena, za koliko se zmanjša v tem primeru vertikalna hitrost, je še subjektivna in bo objektivizacijo potrebno izdelati na osnovi večjega števila primerov.

Vertikalne hitrosti pod 10 m/s povzročajo v Sloveniji le posamezne nevihte v no-

tranjosti, kjer ti izračuni pravzaprav veljajo. Kolikor predvidevamo, da bodo res samo posamezne nevihte v Sloveniji, jih ne bi smeli napovedovati pri splošni vremenski napovedi, kajti v nasprotnem primeru bi bila napoved brez neviht v poletnih mesecih le izjemen primer. Vsekakor pa je verjetnost teh neviht treba podati pri specialnih vremenskih napovedih.

#### LABILNOSTNI FAKTORJI

V obdelavi za leto 1969 je Pristov /3/ prikazal, da so kriteriji za prognozo neviht ali toče odvisni tudi od orografije in od bližine morja. Zato so vrednosti za prognozo neviht, bodisi pri SSI ali pri K faktorju za različne radiosondažne postaje različne. Razlike so bile zelo velike že med postajama Dunaj in Zagreb, da o Udinah, kjer se pozna še morski vpliv, sploh ne govorimo. Pri teh vrednostih labilnostnih faktorjev se pozna še letni čas, tako da je za nevihte potrebna v pomladanskem času drugačna vrednost kot v jesenskem času.

Vrednosti teh labilnostnih faktorjev si lahko natančneje ogledamo pri vrednostih temperaturne razporeditve nad Slovenijo, ki smo jo prognozirali za računanje vertikalnih hitrosti. Tu se namreč lepše pokažejo njihove vrednosti in pomanjkljivosti. Vrednosti v tabl. 1., 2. in 3. nam povedo, da so lahko posamezne meje pri teh vrednostih potreben, ne pa zadosten pogoj.

Kadar je padala toča, je bil labilnostni faktor SSI razen v izjemnih primerih znatno pod 0, torej negativen. Vrednosti SSI, ki so pod -1 pa ne zasledimo samo v primerih, ko je bila toča, temveč velikokrat tudi v primerih, ko neviht oziroma konvekcije sploh ni bilo.

Podobno je tudi s K faktorjem. Ta je bil pri pojavu toče skoraj vedno nad vrednostjo 30; v primerih, ko so bile nevihte, vendar brez toče, je bil skoraj vedno nad 25; ko pa ni bilo neviht je imel v velikem številu primerov vrednosti pod 25, vendar so bili tudi primeri z vrednostjo nad 30 in celo z vrednostjo 35.

Razlaga zakaj se pojavljajo negativne vrednosti SSI tudi pri stabilnem vremenu, je v tem, da SSI faktor upošteva vlago samo na 850 mb ploskvi. Razmere v ozračju pod to ploskvijo sploh ne upošteva. Velikokrat se zgodi, še posebno v poznem poletju ali v zgodnji jeseni, da je v sloju od tal do 850 mb ploskve močna inverzija in zato še tako močno segrevanje pri tleh ne povzroči konvektivnih oblakov. V teh primerih labilnostni faktorji popolnoma odpovedo.

Drugi vzrok znatnih negativnih vrednosti SSI faktorja je močna subsidenčna inverzija nad 850 mb ploskvijo. Sesedajoči zrak je imel še razmeroma velik vertikalni temperaturni gradient, vendar zelo nizko vlago. Kot smo že omenili, upoštevamo pri SSI faktorju vlago samo na 850 mb ploskvi in nato domnevamo, da se bo od kondenzacijskega nivoja dalje dvigal zrak po vlažni adiabatni, ne glede na to, koliko suh je zrak. Vemo, da to ne drži in da dvigajoči zrak vsrka približno 1/3 zračne mase iz okolice oblaka. S tem se meša nasičen dvigajoči zrak in suhi zrak iz okolice. Če je zrak iz okolice zadosti suh, bo oblak izginil in bi se zato moral dvigati po suhi adiabatni; tako velikega vertikalnega gradienta pa ni in se zato zrak umiri. Iz teh dveh primerov lahko sklepamo, da je negativna vrednost SSI faktorja nad določenim področjem potrebna, ni pa zadosten pogoj. V vsakdanji pra-

ksi nam ta labilnostni faktor lahko precej koristi, ker ima določeno prognozično vrednost, in ga zelo hitro dobimo. Koristi nam lahko tako, da računamo vertikalne hitrosti takrat, ko dobimo za SSI zelo male pozitivne ali pa celo negativne vrednosti.

Labilnostni faktor "K" je empirično določen faktor, pri katerem ni potrebno imeti emagrama ali drugega adiabatnega papirja, ker upošteva samo temperaturne razmere na treh in vlažnostne razmere na dveh ploskvah, to je na 850 in 700 mb ploskvi. Ta labilnostni faktor je močno odvisen od vlage na 700 mb ploskvi in lahko dobimo razmeroma visoko vrednost za ta faktor, če je vlaga na 850 in 700 mb ploskvi visoka, četudi je vertikalni temperaturni gradient razmeroma majhen. S takim faktorjem je skoraj nemogoče ločiti, kdaj bodo samo nevihte in kdaj se bo pojavila tudi toča.

Iz logičnega sklepanja vidimo, da dobimo razmeroma visok K faktor takrat, ko je subsidenčna inverzija tik nad 700 mb ploskvijo.

Druga pomanjkljivost tega faktorja je ista kot pri faktorju SSI, to je da ne upošteva atmosferskih razmer pod 850 mb ploskvijo. Poprečne vrednosti "K" faktorja, ki smo jih dobili iz prognozičnih oziroma korigiranih tempov za področje Slovenije (tab. 2., 3. in 4.), nam dajo zelo ugodno razvrstitev. Vrednosti v primerih s točo so znatno višje kot v primerih z nevihtami brez toče (razlika 3,7), te pa so znatno višje kot v primerih brez neviht (razlika poprečnih vrednosti 6,6). Poprečne vrednosti pa nam ne povedo vsega. V primerih brez neviht (tab. 3) vidimo, da je znatno število primerov, ko je vrednost labilnostnega faktorja 30 ali celo več. Največja vrednost neviht je bila za K faktor celo 35. Iz tega sledi, da nam lahko pomagata oba labilnostna faktorja pri prognozi neviht, le kot potreben, ne pa kot zadosten pogoj.

#### LITERATURA

- /1/ George J.J.: Weather Forecasting for Aeronautics. New York - London, 1960
- /2/ Galway G.J.: The Lifted Index as a Predictor of Latent Instability. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 37, 1956
- /3/ Pristov J.: Uporabnost labilnostnih faktorjev za prognozo neviht in toče v Sloveniji. Razprave XII, DMS Ljubljana 1970
- /4/ Bibilašvili N.Š., Lapčeva V.F., Ordžoninkidze A.A., Sulakvelidze G.K.: Osobnosti koaguljacionno-rasti gradi, svjazanie s izmenenjem skorosti vertikalnih potokov po visote. A.N. SSSR ser. geofiz. No 4 1960
- /5/ Trontelj M.: Prognoza neviht nad Slovenijo s pomočjo empiričnih parametrov. Razprave XII, DMS Ljubljana 1970

## TEMPERATURNE INVERZIJE V LJUBLJANSKI KOTLINI

## TEMPERATURE INVERSIONS IN LJUBLJANA BASIN

551.524.4

JANKO PUČNIK

Hidrometeorološki zavod SRS, L j u b l j a n a

### SUMMARY:

Temperature inversions are very frequent in the atmosphere above our region. They are observed at various levels. In this paper only those are treated which are found at lower levels.

Temperature data of four meteorological stations located at various heights above mean sea level; i.e. Ljubljana (300 m), Bled (500 m), Šmarna gora (667 m) and Planina (1050 m), were used for this study. Inversions were determined on the basis of temperature differences between the following pairs of stations; Bled - Šmarna gora, Ljubljana - Šmarna gora and Šmarna gora - Planina.

According to the frequency and intensity of inversions they are divided into three groups: i.e. winter, spring and fall, and summer inversions. Quantitative data for January, February, March, September and August are given on tables 1 - 3.

At the end, the example of nine-days winter inversion period is presented, as well.

### UVOD

Temperaturne razmere v našem ozračju vplivajo na razne važne vremenske procese. So tudi zelo odločilna komponenta bioklimatskih razmer v določenih predelih. Predvsem so pomembne v nižjih plasteh ozračja, kjer vplivajo na onesnaženje /1/. Tod se onesnaženje gosti pod inverzijsko plastjo. Pravitako pa so inverzije zelo važna osnova tudi pri pojavljanju megle in pri drugih vremenskih procesih in pojavih.

Temperaturne inverzije so v splošnem zelo pogosti naravni pojav. Chromow navaja /2/, da pride na tisoč radiosondnih opazovanj v Evropi v pasu od tal do višine 0,5 km število inverzij ca. 212, do 1 km 124, do 2 km 56, do 4 km 196, do 6 km 77 itd. Podobno so že prej Hellmann /3/ J.Hann /4/, P.Vujevič /5/, A. Schmaus /6/, E.Erhardt /7/, W.Peppler /8/ dokazali, da so temperaturne inverzi-

je redni naravni pojav, ki nastaja posebno intenzivno in pogosto v jasnih in mirnih zimskih nočeh, spomladi in jeseni, manj pogosto in v milejši obliki pa v poletnih nočeh kakor tudi v jutranjih, opoldanskih in večernih urah poletja.

Že J. Hann je ugotovil, da so alpske in predalpske doline in kotline zelo ugodna področja za nastanek temperaturnih inverzij. F. Sauberer /9/, W. Schmidt in R. Geiger /10/ so na osnovi podrobnih mikroklimatskih raziskav temperaturnega polja v alpskem svetu ugotovili, da so temperature v določenih dolinah in kotlinah nepričakovano nizke. Meritve, ki sta jih opravila W. Schmidt in R. Geiger v Gstettneralmu pri Lunzu, so pokazale izredno nizke temperature in sicer  $-51^{\circ}\text{C}$ . To je do sedaj najnižja ugotovljena temperatura v prizemnih plasteh ozračja v srednji Evropi. V zvezi z vremensko situacijo in orografijo je ta nizka vrednost temperature pogojena s temperaturno inverzijo v omenjeni kotlini.

Avstrijski meteorolog F. Lauscher /11/ je izmeril v znanem inverzijskem kotlju v Celovški kotlini na vrhu inverzijskega sloja za  $15^{\circ}\text{C}$  višjo temperaturo kot pri tleh. B. Knirsch je obdelal zimske inverzije v obdobju 1942 - 1943 /12/ v Celovški kotlini na osnovi aeroloških podatkov in ugotovil temperaturno inverzijo jakosti  $19^{\circ}\text{C}$ .

V Sloveniji je bila izmerjena v inverzijskem kotlu Babno polje dne 15. in 16. februarja 1956 najnižja temperatura  $-34,5^{\circ}$ , kar je do sedaj najnižja ugotovljena vrednost na Slovenskem ozemlju. Domnevajo, da je ta nizka vrednost nastala prav tako pod vplivom temperaturne inverzije. J. Pučnik je analiziral temperaturne inverzije v Blejski kotlini /13/ kjer so enako ugotovili zelo nizke temperaturne vrednosti, zlasti v februarju.

Podobne primere nam kažejo meritve v Sibiriji, kjer so na področju Ojmekona v Severovzhodni Sibiriji zabeležili do sedaj najnižje temperature v prizemnih plasteh ozračja, in sicer do  $-80^{\circ}\text{C}$ . Kraj Ojmekon leži v ozki dolini vzhodnega sibirskega hribovja in je ta nizka temperatura brez dvoma, nastala pod vplivom temperaturne inverzije na tem področju /14/.

#### IZHODIŠČNE POSTAVKE

Naravni pogoji za nastanek temperaturnih inverzij so zelo različni. Z meritvami makro in mikroklimatskih razmer ter z aerološkimi merjenji je možno točneje določiti vzroke in pogoje njihovega nastanka. Glede na genetične osnove imamo razne klasifikacije. Ena izmed njih deli temperaturne inverzije v: radiacijske inverzije, turbulenčne inverzije (te povzročajo predvsem turbulenca, konvekcija in subsidenca) in v frontalne inverzije.

Tu bomo obravnavali samo radiacijske inverzije. Kakor je znano, nastajajo te predvsem tedaj, ko se prizemne plasti ozračja zaradi dolgovalovnega sevanja zemeljske površine ohlajajo, zato so temperature v omenjenem sloju zraka mnogo nižje kakor v višjih plasteh ozračja.

Proces ohlajanja zraka zaradi sevanja se dogaja redno v jasnih nočeh in je posebno intenziven v hladni polovici leta. Snežna odeja še ojačuje izžarevanje. Često se to dogaja ves dan ali celo na več dni skupaj. Posebno važno vlogo igra pri tem, kot smo že omenili, relief zemeljske površine. Zaprte kotline in doline so najbolj

ugodne za pojavljanje temperaturne inverzije. Na pobočju hribov in gora nastopi hitrejša ohladitev kakor pa v dnu kotline, zato se ohlajene zračne mase zaradi večje težnosti valijo proti dnu doline, oziroma kotline, kjer se nabira jezero hladnega zraka. Opazili smo, da so tako nastala jezera hladnega zraka dosegla celo višino do 1500 m.

Analizirali smo pojavljanje nastanka, razvoja in razkroja temperaturnih inverzij na področju Ljubljanske kotline. Omenjena kotlina je zelo ugodna za njihov nastanek. Svet je na severu zaprt s Karavankami in Kamniškimi Alpami z najvišjim vrhom Grintovec, 2559 m. Na vzhodu in jugovzhodu ga omejujejo Posavske gube z Dolenjskim gričevjem do višine ca. 1200 m. Na severozahodu in zahodu se razrašča južna Julijske Alpe z najvišjim vrhom Triglav, 2864 m, dočim se v smeri jugozahoda vleče Predalpsko hribovje in Dinarskogorski svet. Reka Sava, ki si je utrla pot skozi tako omejeno kotlino, ima v glavnem smer severozahod - jugovzhod. Njena dolina se posebno močno razširi v Ljubljanski kotlini v širšem smislu besede. Gornji del Ljubljanske kotline se prične nekako v Blejsko - Radovljiški kotlini, ki ima svojo absolutno višino ca. 500 m. Odtod se dolina Save proti jugu delno zapre in se šele severno od Kranja ponovno razširi v široko ravan, ki se nato razširja vse do Posavskih gub in do Krma ter Mokerca. Ta del bi smeli imenovati Ljubljansko kotlino v ožjem smislu. Sredi omenjenega ravninskega sveta stoji osamelec, Šmarna gora, z absolutno višino 667 m.

Ker področje Ljubljanske kotline nima v neposredni bližini radiosondne postaje, smo uporabili za analizo temperaturnih inverzij na tem področju le podatke meteoroloških postaj z različnimi absolutnimi višinami. Tako smo obdelali originalne podatke opazovanj ob terminih ob 07, 14, 21<sup>h</sup> za naslednje meteorološke postaje: Ljubljana-Aerodrom (300 m), Šmarna gora (667 m), Bled (500 m) in Planina-Križ (1050 m) za obdobje 1948 - 1954. Pripomniti pa moramo, da sta višinski postaji Šmarna gora in Planina-Križ na prisojni strani in zato izkazujeta nekoliko previsoke temperature glede na prosto ozračje.

Splošno vremensko stanje, ki ima močan vpliv pri nastajanju, razvoju in razkroju temperaturnih inverzij, smo ugotavljali po sinoptičnih kartah /15/ in /16/.

Inverzije smo ugotavljali na osnovi primerjave temperaturne vrednosti Bleda in Šmarne gore za Blejsko kotlino, Ljubljana in Šmarne gore za spodnji del Ljubljanske kotline in Šmarne gore Planina-Križ za gornjo plast ozračja celotne Ljubljanske kotline.

Pojavljanje temperaturnih inverzij smo analizirali glede na njihovo trajanje in jakost, t. j. glede na velikost temperaturne razlike, in ugotovili, da je možno klasificirati inverzije v tri tipe, in sicer: zimske, spomladansko-jesenske in poletne.

#### ZIMSKE INVERZIJE

Naravna značilnost zimskih inverzij je, da nastopajo s sorazmerno veliko jakostjo, prav tako pa je njihovo trajanje najdaljše. Značilne so v januarju in februarju. Vzrok je v tem, ker imamo prav v teh mesecih zelo stabilne vremenske situacije s snežno odejo, ki jača nastanek inverzij. Zaradi tega so bile v tem obdobju redke noči brez temperaturnih inverzij. Prav tako so bili zelo pogosti primeri, ko se je

inverzija ohranila več dni brez prekinitve. Pripomniti moramo, da je bilo nihanje pogostosti tega pojava v različnih letih sorazmerno veliko, pač glede na to kakšno je bilo splošno vremensko stanje. Najbolj revno je bilo leto 1953 v januarju, ko je nastopila temperaturna inverzija samo v 21 dneh, največ pa sta jih imela leti 1950 in 1951, ko je bila vsak dan, vsaj v enem izmed opazovanih terminov, ugotovljena temperaturna inverzija.

Tabela 1

Relativna pogostost inverzij (f) in minimalno ( $d_{\min}$ ) ter maksimalno število dni z inverzijo ( $d_{\max}$ ) ob klimatoloških opazovalnih terminih (obdobje 1948 - 1954)

Table 1

Relative frequency of inversions (f), minimal ( $d_{\min}$ ) and maximal number of days with inversion ( $d_{\max}$ ) at 0700, 1400 and 2100 local time (period 1948 - 1954)

	f	07 <sup>h</sup>			14 <sup>h</sup>			21 <sup>h</sup>		
		$d_{\min}$	$d_{\max}$	f	$d_{\min}$	$d_{\max}$	f	$d_{\min}$	$d_{\max}$	
Januar										
Bled - Š. gora	67	18	23	27	5	12	66	14	20	
Ljubljana-Š. gora	69	17	26	42	2	18	52	9	21	
Š. gora-Planina	23	4	13	15	1	11	12	1	7	
Februar										
Bled-Š. gora	67	14	23	15	0	9	61	12	21	
Ljubljana-Š. gora	66	12	14	38	6	14	57	7	25	
Š. gora-Planina	24	2	13	11	0	5	9	0	8	

Ko zasledujemo pojavljanje temperaturnih inverzij v predelih Ljubljanske kotline v januarju ugotovimo, da so razmeroma pogoste v spodnjih plasteh ca. 68% od opazovanih terminov in 3krat manj pogoste v višjih plasteh ozračja (tabela 1).

Glede na jakost temperaturnih inverzij ob 07<sup>h</sup> opazimo, da so v spodnjem delu Ljubljanske kotline mnogo intenzivnejše kakor v Blejski kotlini. Tako je bila najmočnejša inverzija v tem obdobju 10,6°C in sicer 30. januarja 1949 v spodnji ljubljanski kotlini, dočim je imela Blejska kotlina najmočnejšo inverzijo le 8,7°C istega dne.

Temperaturne inverzije v januarju ob 14<sup>h</sup> so še zelo pogoste, vendar z različnimi vrednostmi v poedinih področjih Ljubljanske kotline. Iz tabele 1 je lepo vidno, kako se ohranja temperaturna inverzija v spodnjem delu Ljubljanske kotline, kjer izkazuje najvišji procent in maksimalno število dni, ki presega Blejsko kotlino in gornje plasti nad Šmarno goro. Zmanjšano pogostost v Blejski kotlini, kakor tudi v gornjih plasteh ozračja, je iskati predvsem v dejstvu, da je pač vzhodni del Ljubljanske kotline najbolj na dnu obravnavanega področja in se tukaj najdlje zadržuje jezero hladnega zraka, ki je povezano s temperaturno inverzijo. Isto potrjujejo podatki o maksimalnem številu dni, ko se je pojavila temperaturna inverzija največkrat; najčešče se je pojavljala v spodnjem delu Ljubljanske kotline, dočim sta

jih imeli drugi dve območji manj.

Glede na intenzivnost temperaturnih inverzij v posameznih predelih obravnavanega področja ob 14<sup>h</sup> opazimo, da je bila najmočnejša inverzija 30. januarja 1949, in sicer 5,6°C v spodnjem delu Ljubljanske kotline. V Blejski kotlini pa je bila 27. januarja 1949 najintenzivnejša inverzija ob istem času in je znašala 2,5°C. Na območju med Šmarno goro in Planino - Križ pa so nastopale temperaturne inverzije v vrednosti pod 1°C.

Ako zasledujemo pojavljanje temperaturnih inverzij ob 21<sup>h</sup>, opazimo, da se je na omenjenem področju pojavljala z največjo intenzivnostjo v Blejski kotlini (tabela 1). Pogostost temperaturnih inverzij, z maksimalno vrednostjo v Blejski je razumljiva, kajti to področje lahko pojmujejo kot nekaj uvodni prostor za preostali del Ljubljanske kotline. Blejska kotlina se prične najprej polniti s hladnim zrakom, zato se ohladitev manifestira najprej v večernih urah z mnogo večjo pogostostjo, kakor spodnji del Ljubljanske kotline, kjer se intenzivira proces šele ponoči ali pa celo v zgodnjih jutranjih urah. Podobno sliko kaže tudi minimalno število dni nastopa tega pojava; dočim ob maksimalnem številu dni ni zelo velike razlike med tema področjema. Razumljivo je, da je v plasti ozračja med Šmarno goro in Planino-Križ zelo malo temperaturnih inverzij, saj se malokdaj lahko v tem času razvije intenzivnejša temperaturna inverzija, ki bi segala v to območje.

Februar je glede na pogostost in intenzivnost zimskih temperaturnih inverzij na drugem mestu. Vemo namreč, da je februar v naših krajih celo hladnejši kakor januar in tudi splošen vremenski režim je navadno bolj stabilen kakor v januarju. Prav ta mesec ima sorazmerno veliko dni s snežno odejo.

S preučevanjem relativne pogostosti temperaturnih inverzij za posamezna leta ugotovimo velike razlike. Najbolj bogato je bilo leto 1951, ko so bile temperaturne inverzije 28 dni, torej ves mesec, v letu 1948 pa so bile samo v 22 dneh (tabela 1).

Jasno je, da so se najpogosteje pojavljale ob 07<sup>h</sup>, in sicer v Blejski kotlini. Ta kotlina ima v februarju večjo pogostost, najbrž zaradi večje snežne odeje okolnih gora. To potrjuje tudi podatek, da ima Blejska kotlina mnogo več dni s snežno odejo, kakor pa spodnji del Ljubljanske kotline.

Tudi glede jakosti temperaturne inverzije se nam kaže podobna slika kakor v januarju. Spodnji del Ljubljanske kotline ima močnejšo inverzijo, in sicer se je pojavila 11. februarja 1952, ko je znašala 11,8°C, medtem ko je v Blejski kotlini nastopila najmočnejša inverzija 27. februarja 1948 z vrednostjo 10,4°C.

Razumljivo je, da število temperaturnih inverzij v opoldanskem času tudi v tem mesecu močno pade. Zaradi insolacije se namreč razkroje predvsem slabotnejše inverzije in ostanejo le močnejše.

Ugotovljeno je bilo, da je v Blejski kotlini mnogo nižja pogostost kakor v spodnji ljubljanski kotlini (tabela 1), čemur pa je ponovno vzrok, ki smo ga že navedli za februar. Tudi drugi podatki (tabela 1) potrjujejo ugoden položaj lege spodnje ljubljanske kotline za ohranjanje temperaturnih inverzij. Tukaj vpliva tudi megla, ki preprečuje intenzivnejšo insolacijo prav v spodnjem delu Ljubljanske kotline.

Podobno sliko kakor v januarju, vidimo tudi v februarju pri obravnavanju intenzivnosti inverzij. Opazili smo, da je bila 12. februarja 1952 ob tem terminu najmočnejša inverzija z jakostjo  $6,1^{\circ}\text{C}$  v spodnji Ljubljanski kotlini, medtem ko je bila v Blejski kotlini največja vrednost le  $0,7^{\circ}\text{C}$  9. februarja 1948. Temperaturne inverzije so bile ob  $21^{\text{h}}$  ponovno pogostejše kakor ob  $14^{\text{h}}$ . To je bilo naravno, saj v tem času ponovno prevladuje sevanje in ohlajevanje nižjih plasti ozračja.

Po podatkih izkazuje največjo pogostost leto 1949, in sicer 21 dni v Blejski kotlini, a najnižjo istotam leta 1954 12 dni. Iz podatkov tabele 1 je razvidno, da se ob  $21^{\text{h}}$  najpogosteje pojavljajo temperaturne inverzije v Blejski kotlini, podobno kot januarja. Maksimalno število dni z inverzijo je imelo leto 1949 v spodnjem delu Ljubljanske kotline, in sicer 25. Glede jakosti tega pojava je na prvem mestu Blejska kotlina, in sicer so izmerili 24. februarja 1953 vrednost  $7,7^{\circ}\text{C}$ , v spodnjem delu Ljubljanske kotline pa so izmerili maksimalno vrednost 22. februarja 1953 le  $6,5^{\circ}\text{C}$ .

#### SPOMLADANSKE IN JESENSKE TEMPERATURNE INVERZIJE

Osnovna značilnost spomladanskih in jesenskih inverzij je v tem, da je njihovo trajanje sorazmerno kratko, omejeno predvsem na nočni čas, ko sevanje še prevladuje. Nadalje pa pokriva v tem času še ali že snežna odeja določene predele obravnavanega področja, ki sovpliva na temperaturne razmere. Vemo namreč, da imajo zlasti višji predeli okolnih gora Ljubljanske kotline v marcu še dokaj snega, kar povzroča intenzivnejše, močno ohlajevanje zraka. Taki primeri se pojavljajo že tudi v oktobru, včasih pa v drugi polovici septembra, v novembru pa so že zelo pogosti. Nič manj važen faktor za nastajanje inverzij v teh dveh letnih časih pa so splošna vremenska stanja, ki v omenjenih obdobjih bistveno vplivajo na njihovo nastajanje, trajanje in razkroj. Vsi ti pogoji na poseben način ustvarjajo strukturo in obliko temperaturnih inverzij, ki se bistveno razlikujejo od zimskih kakor tudi poletnih.

Tipične spomladanske inverzije se pojavljajo predvsem marca in so tudi najbolj pogoste v spomladanskem obdobju. Tako je bilo v letih 1948 in 1952 6 dni brez njih.

Podatki (tabele 2) izkazujejo, da se v marcu pojavljajo temperaturne inverzije najpogosteje ponovno v spodnjem delu Ljubljanske kotline. Za 10. marec 1948 je bila izračunana največja vrednost ob  $07^{\text{h}}$ , in sicer  $10,3^{\circ}\text{C}$  v Blejski kotlini. V istem času pa je izkazovala spodnja Ljubljanska kotlina še višjo vrednost, in sicer  $10,5^{\circ}\text{C}$ . Na področju med Šmarno goro in Planina-Križ pa se je pojavila temperaturna inverzija jakosti  $4,4^{\circ}\text{C}$ .

Ako zasledujemo pojavljanje temperaturne inverzije ob  $14^{\text{h}}$  v različnih predelih Ljubljanske kotline, opazimo, da se je pojavljala najčeseje v spodnji Ljubljanski kotlini, in sicer je bila zabeležena največja jakost  $3,7^{\circ}\text{C}$ , medtem ko so bile v Blejski kotlini in na področju Šmarne gore Planina-Križ vrednosti mnogo nižje. Glede na pogostost pojavljanja tega pojava izkazuje maksimalno vrednost leto 1948, ko so se pojavljale v tem času v spodnji Ljubljanski kotlini 18 dni, v Blejski kotlini 11 dni, a na področju nad Šmarno goro - Planina - Križ 9 dni.

Ko analiziramo temperaturne inverzije ob  $21^{\text{h}}$ , opazimo, da jih je bilo največ v

Blejski kotlini; zeveda zato, ker je proces ohlajevanja mnogo hitrejši, kar smo že navedli v prejšnjih izvajanjih glede na spodnjo Ljubljansko kotlino. Glede jakosti temperaturnih inverzij v omenjenem terminu je ugotovljena najvišja vrednost  $6,5^{\circ}\text{C}$ , in sicer 30. marca 1953, medtem ko je bila v spodnjem delu Ljubljanske kotline 10. marca 1948 izmerjena vrednost  $7,1^{\circ}\text{C}$ .

Tabela 2

Relativna pogostnost inverzij (f) in minimalno ( $d_{\text{min}}$ ) ter maksimalno število dni z inverzijo ( $d_{\text{maks}}$ ) ob klimatoloških opazovalnih terminih (obdobje 1948-1954)

Table 2

Relative frequency of inversions (f), minimal ( $d_{\text{min}}$ ) and maximal number of days with inversion ( $d_{\text{max}}$ ) at 0700, 1400 and 2100 local time (period 1948-1954)

	07 <sup>h</sup>			14 <sup>h</sup>			21 <sup>h</sup>		
	f	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$	f	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$	f	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$
Marec									
Bled - Š. gora	63	13	25	15	1	11	55	5	24
Ljubljana-Šmarna gora	66	15	27	28	1	18	39	3	22
Š. gora-Planina	26	1	18	13	0	9	20	1	11
September									
Bled - Š. gora	67	19	22	15	2	10	64	16	23
Ljubljana-Šmarna gora	70	18	24	17	2	9	40	7	24
Š. gora-Planina	5	0	5	1	0	2	0	0	0

Osnovne značilnosti, ki so se pokazale pri obdelavi spomladanskih inverzij so predvsem velika pogostost in jakost v jutranjih urah z maksimalnimi vrednostmi v spodnji Ljubljanski kotlini. Prav tako so zelo pogoste večerne temperaturne inverzije, ki pa imajo svoj maksimum v Blejski kotlini. Ob popoldanskem terminu se zaradi že pojavljajoče labilnosti atmosferske inverzije razbijajo in so zaradi tega manj pogoste in intenzivne.

Tip jesenskih inverzij ima določeno podobnost s spomladanskimi, in sicer v tem, da se pojavlja predvsem ponoči; prav tako pa je njihova intenzivnost izredno slaba. Za jesenski tip inverzije so najbolj tipične temperaturne prilike kakor rudi vremenska stanja v septembru.

Z analizo temperaturne inverzije ob  $07^{\text{h}}$  (tabela 2) opazimo, da je bilo v spodnji Ljubljanski kotlini v letih 1948 - 1949 in 1951 po 24 dni s tem pojavom, medtem ko je nastopala v Blejski kotlini temperaturna inverzija najpogosteje leta 1948 - 1954 z 22 dnevi. Plast ozračja med Šmarno goro in Planina - Križ izkazuje največje število inverzijskih dni 1950, in sicer 5 dni. Minimalno število dni v vsem obravnavanem področju se giblje do 19 dni.



Pri zasledovanju značilnosti jesenskih inverzij se nam pokažejo podobne značilnosti, kakršne smo že videli v zimskih in spomladanskih mesecih. Največja pogostost tega pojava je ugotovljena v spodnjem delu Ljubljanske kotline, pa tudi največja intenzivnost tega pojava. Glede jakosti močno prednjači spodnji del Ljubljanske kotline, in to z maksimalno prednostjo  $7,7^{\circ}\text{C}$ , ki je bila 30. septembra 1949, medtem ko je bila v Blejski kotlini najvišja vrednost  $5,1^{\circ}\text{C}$  dne 4. septembra 1953.

Ako zasledujemo potek temperaturnih inverzij v omenjenem mesecu ob  $14^{\text{h}}$ , vidimo, da je bilo najbolj bogato leto 1954, in sicer z 10 dnevi v Blejski kotlini, spodnja Ljubljanska kotlina izkazuje 1959 svoj maksimum z 9 dnevi, a plast ozračja nad Šmarno goro izkazuje maksimum z 2 dnevoma. Minimum temperaturnih inverzij je 2 dni. Če pogledamo pojavljanje temperaturnih inverzij ob  $21^{\text{h}}$ , opazimo, da je maksimum temperaturnih inverzij ob tem času večji v spodnji Ljubljanski kotlini, s 24 dnevi, kot v Blejski kotlini, s 23 dnevi. Minimalno število dni se giblje do 16 dni v Blejski kotlini in v spodnji Ljubljanski kotlini do 17 dni. Na področju ozračja nad Šmarno goro ni bilo ob tem obdobju zabeleženih temperaturnih inverzij. Podatki kažejo, da so temperaturne inverzije v tem času izredno plitke. Najintenzivnejša inverzija je bila v spodnjem delu Ljubljanske kotline, in sicer 29. septembra 1949 in je znašala  $3,8^{\circ}\text{C}$ , medtem ko je bila maksimalna vrednost v Blejski kotlini  $3,6^{\circ}\text{C}$  dne 16. septembra 1951.

Iz omenjenih podatkov in obdelave jesenskega tipa temperaturnih inverzij vidimo, da so nastopale najizraziteje v jutranjih urah, prav tako pa je bila ob tem času njihova pogostost in jakost največja.

#### POLETNE TEMPERATURNE INVERZIJE

Zimski tip temperaturnih inverzij ima glede pogostosti, dolžine trajanja in intenzivnosti maksimalne vrednosti, poletni tip temperaturnih inverzij pa minimalne. To si razlagamo tako, da je v poletnih mesecih izžarevanje sorazmerno kratkotrajno, tako da ne nastopijo močnejše ohladišve. Prav tako v tem času nimamo snežne odeje niti na obrobni gorah. Ne smemo pa pozabiti, da sta jutranji opazovalni termin ob  $07^{\text{h}}$  in večerni ob  $21^{\text{h}}$  nereprezentativna za ugotavljanje tega pojava, kajti v poletnem času je pojavljanje temperaturnih inverzij močno pomaknjeno v pozne nočne ure, prav tako pa se že v jutranjih urah neprimerno hitreje razbijejo oziroma vsaj oslabijo zaradi vzhoda sonca. Kljub pomanjkljivostim opazovalnega gradiva za poletni čas, je zanimiva sorazmerno velika pogostost tega pojava. Iz obdelanega gradiva je razvidno, da je v juniju absolutni minimum v pogostosti in v jakosti temperaturnih inverzij, avgusta pa je absolutni maksimum za poletni čas. Da bi lahko bolje karakterizirali nastajanje, ohlajevanje in razbijanje kakor tudi intenzivnost temperaturnih inverzij v poletnem času, smo v tem smislu obdelali avgust. Glede pogostosti dni s temperaturno inverzijo je bilo najbolj bogato leto 1950, ko so v spodnji Ljubljanski kotlini ugotovili 27 dni s tem pojavom. Blejska kotlina jih izkazuje 20 dni, medtem ko področje med Šmarno goro in Planino le 6 dni. Tako sliko nam izkazuje opazovalni termin ob  $07^{\text{h}}$ . Kakor vidimo, je največja pogostost zopet v spodnjem delu Ljubljanske kotline (tabela 3).

Tabela 3

Relativna pogostost inverzij ( $f$ ) in minimalno ( $d_{\text{min}}$ ) ter maksimalno število dni z inverzijo ( $d_{\text{max}}$ ) ob opazovalnih klimatoloških terminih (obdobje 1948 - 1954)

Table 3

Relative frequency of inversions ( $f$ ), minimal ( $d_{\text{min}}$ ) and maximal number of days with inversion ( $d_{\text{max}}$ ) at 0700, 1400 and 2100 local time (period 1948 - 1954)

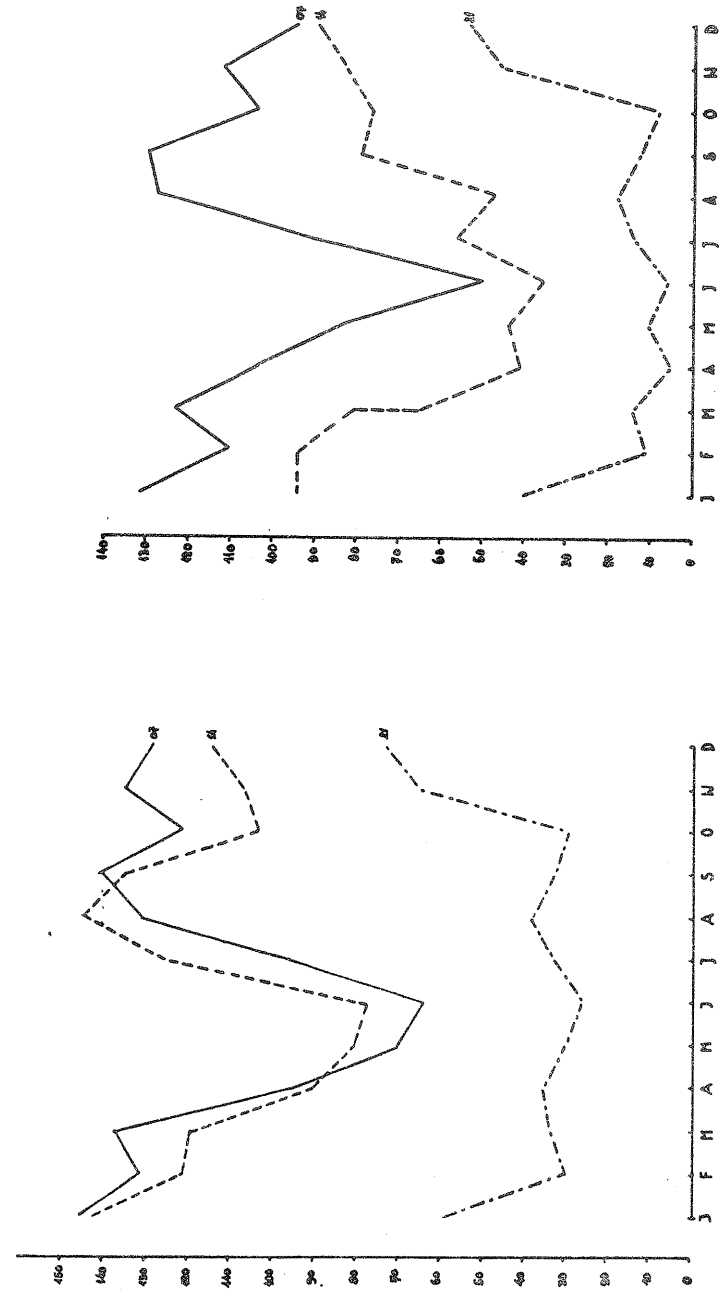
	$07^{\text{h}}$			$14^{\text{h}}$			$21^{\text{h}}$		
	$f$	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$	$f$	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$	$f$	$d_{\text{min}}$	$d_{\text{max}}$
Avgust									
Bled-Š. Gora	60	17	20	17	1	13	66	16	25
Ljubljana-Š. gora	67	18	27	13	1	10	30	0	18
Š. gora-Planina	17	1	6	1	0	2	0	0	0

Glede intenzivnosti opazimo, da v tem letnem času ni bistvene razlike med Blejsko kotlinino in spodnjim delom Ljubljanske kotline. Tako izkazuje že omenjeni del Ljubljanske kotline maksimalno vrednost  $4,8^{\circ}\text{C}$ , in sicer 10. avgusta 1949, prav tako pa izkazuje Blejska kotlina vrednost  $4,6^{\circ}\text{C}$ , in sicer 17. avgusta 1952.

Opazovanja temperaturnih inverzij ob  $14^{\text{h}}$  (tabela 3) kažejo, da se ta pojav pojavlja zelo redko. Zanimivo pa je, da ima svojo največjo pogostost v Blejski kotlini. Intenzivnost teh inverzij ob tem času pa ne presega nikjer  $1^{\circ}\text{C}$ .

V večernih urah, t.j.  $21^{\text{h}}$ , nastopa večja pogostost, in sicer doseže leta 1950 in 1952 celo 25 dni v Blejski kotlini, v spodnjem delu Ljubljanske kotline pa le 18 dni. Intenzivnost temperaturne inverzije je bila prav tako najvišja v Blejski kotlini 31. avgusta 1950 z absolutno vrednostjo  $4,8^{\circ}\text{C}$ . Naravni pogoji, ki povzročajo večjo pogostost in intenzivnost v Blejski kotlini kakor v Ljubljanski, so bili že navedeni v prejšnjih odstavkih. Na področju med Šmarno goro in Planino-Križ v poletnem času niso ugotovili temperaturnih inverzij.

Na sliki 1 vidimo potek števila temperaturnih inverzij v obravnavanem obdobju v spodnji Ljubljanski kotlini in Blejski kotlini. Najizrazitejša temperaturna inverzija obravnavanega obdobja je bila v spodnji Ljubljanski kotlini 11. februarja 1952, in sicer  $11,8^{\circ}\text{C}$ . Sekundarni maksimum pa je bil 30. januarja 1949, in sicer je v Blejski kotlini znašal  $10,6^{\circ}\text{C}$ .



Slika 1 Letni potek števila opazovanih z inverzijo ob posameznih klimatskih terminih (obdobje 1948 - 1954)

A) v spodnjem delu Ljubljanske kotline, B) v Blejski kotlini

Number of cases with inversion at particular observation hours i. e. 0700, 1400 and 2100 local time according to the months of the year (Period 1948 - 1954) A) Lower part of Ljubljana basin, B) Bled basin

PRIMER ZIMSKE INVERZIJE

Primer daljše periode zimske radiacijske temperaturne inverzije iz obdobja 1948 - 1954 je bil februarja 1952. Temperaturne vrednosti za vse opazovane termine v primerjanih štirih krajih so razvidne s tabele 4. Če primerjamo med seboj Ljubljano-Šmarno goro, Bled - Šmarno goro in Šmarno goro - Planino dobimo približen pregled nad inverznimi pogoji - taki so v tabeli označeni s križci.

Tabela 4

Temperature v štirih primerjanih krajih za čas 3. - 11. 2. 1952. Primeri z inverzijo imajo križec.

Table 4

Temperatures at four comparative places for period February 3 to 11 1952. Cases with inversion have a cross.

Dan	Ura	Ljubljana (300m)	Bled (500m)	Šmarna gora (667m)	Planina (1050m)
3.	7	- 7,0	-12,4+	- 7,0	- 7,2
	14	- 3,7+	1,0	- 0,6	- 1,2
	21	- 9,8+	- 7,5+	- 3,8	- 6,6
4.	7	-11,4+	-13,2+	- 6,4+	- 4,2
	14	- 5,2+	1,2	0,0+	0,5
	21	- 9,8+	- 8,8+	- 3,8	- 6,6
5.	7	-10,8+	- 6,0+	- 2,6	- 7,8
	14	- 2,6+	1,2+	1,6	- 0,6
	21	- 4,3+	- 9,8+	- 1,6	- 6,2
6.	7	-11,8+	- 4,8+	- 4,2	- 4,4
	14	3,6	3,9	3,0	- 2,2
	21	- 6,6+	- 5,8+	- 5,2	- 8,0
7.	7	-16,4+	-15,0+	- 8,8+	- 7,0
	14	- 1,8+	- 0,5	- 0,7	- 5,4
	21	- 3,5+	- 8,2+	- 5,6	-10,8
8.	7	-11,6+	-11,0+	- 5,8+	- 5,2
	14	- 4,3+	- 0,6	- 1,4	- 1,6
	21	- 4,7+	- 3,8+	- 2,2+	- 1,8
9.	7	- 9,5+	-11,7+	- 2,2	- 3,2
	14	2,0+	4,0	3,0	- 2,0
	21	- 6,2+	- 5,2+	- 1,9	- 6,2
10.	7	-13,4+	- 9,3+	- 4,2	- 7,2
	14	- 0,5+	5,2	2,6	2,0
	21	- 7,6+	- 5,9+	- 2,8	- 6,8
11.	7	-15,2+	-13,3+	- 3,4	- 6,4
	14	- 5,9+	- 4,2+	0,2	- 0,8
	21	3,0	2,8	2,4	- 1,4



V nadaljnjem podajamo opis vremenskega stanja nad Evropo v tem času. 3. februarja imamo, kot kaže slika 2, nad srednjo Evropo greben visokega, zračnega pritiska. Alpske kotline so bile ponekod oblačne, te nakatere nižje kotline so imele meglo. Podatki tabele kažejo, da se je temperaturna inverzija tega dne proti večeru ojačala. Naslednji dan (4. 2.) se je anticiklonalno področje razširilo čez vzhodni Atlantik proti severu tako, da je bila os anticiklona v meridionalni smeri. Podobno se je anticiklonalni sistem tudi nad vzhodno Evropo močno pojačal. Od severne Skandinavije do Črnega morja pa se je raztezala dolina nizkega zračnega pritiska, po kateri je potekala polarna fronta s hladnim zrakom. Srednja Evropa je imela tega dne krajevno oblačnost in tu in tam nekaj rahlih padavin. Iz podatkov je razvidno, da je imela zjutraj vsa Ljubljanska kotlina sorazmerno intenzivno temperaturno inverzijo, ki je segala do višine 1050 m.

5. februarja 1952 je anticiklon zajel pretežni del zahodne in severne Evrope s središčem 1035 mb. Severno od Islanda je nastopilo poglobljanje ciklona do 990 mb. Njegova smer gibanja je bila proti severovzhodu. Tako je Srednja Evropa imela sorazmerno oblačno vreme s krajevnimi padavinami in ojačanimi vetrovi. Slika pa je bila drugačna v Sloveniji. Tudi tega dne je bila temperaturna inverzija, omejena samo na najnižje predele.

6. februarja 1952 se je področje visokega zračnega pritiska nad zahodno Evropo še ojačalo in se razširilo prek zahodne Evrope (1040 mb). Severni del tega anticiklona se je nekoliko ohladil. Na ta način se je spremenila os anticiklonalnega grebena za 90° in dobili smo zonalno cirkulacijo. Frontalni sistemi polarne fronte so se gibali prek severovzhodnega Atlantika, prav tako se je nad Sredozemljem zadrževalo slabotno ciklonalno področje. Srednja Evropa je imela v omenjenem dnevu pretežno oblačno vreme.

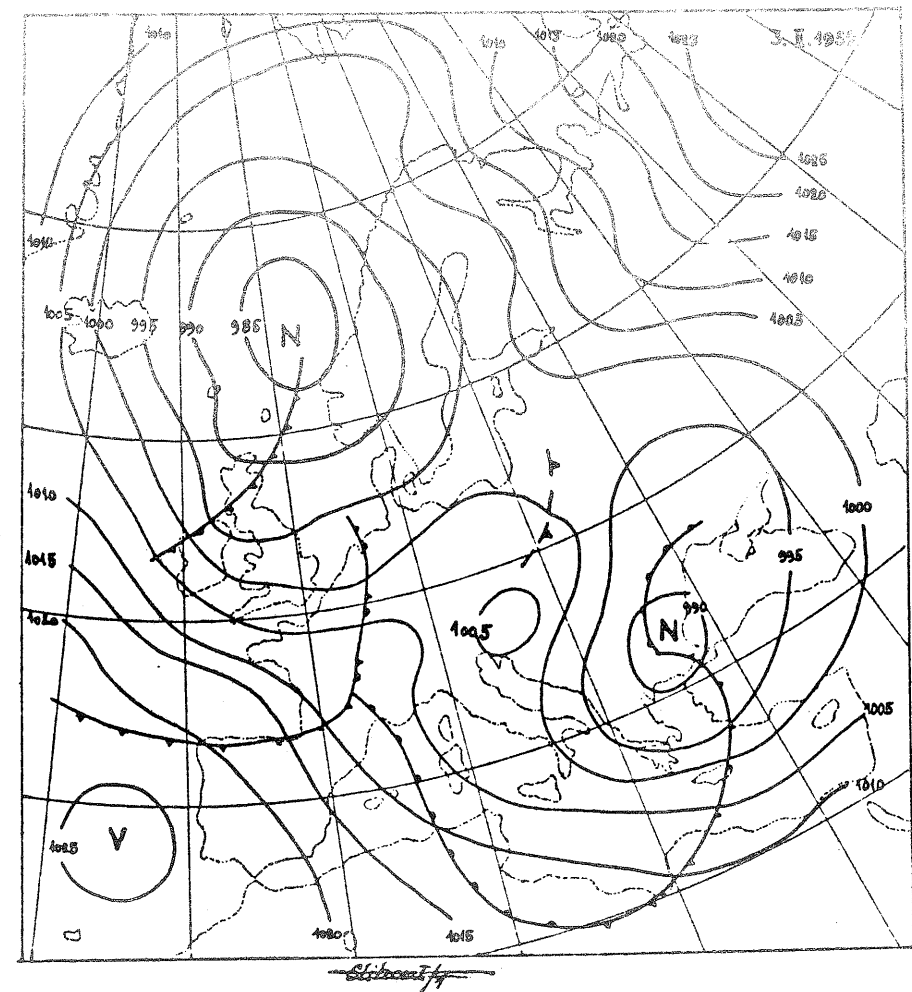
Splošno vremensko stanje 7. februarja 1952 kaže premik močnega anticiklonalnega področja proti vzhodu. Severno od tega področja je valovala polarna fronta v smeri proti severovzhodu. Cirkulacija v prizemnih plasteh ozračja je bila v Srednji Evropi zonalna, medtem ko se je nad Sredozemljem nahajalo slabotno področje nizkega zračnega pritiska.

8. februarja 1952 je bil v splošnem vremenskem stanju še vedno trdoživ anticiklonalni sistem, ki se razteza od zahodne prek srednje in vzhodne do severne Evrope. Ciklon nad severno Skandinavijo se je počasi polnil in se pomikal proti severovzhodu. Podobno se je dogajalo s ciklonalnim jedrom v Sredozemlju, ki se je gibalo proti vzhodu.

Vremensko stanje 9. februarja 1952 še kaže sorazmerno močan anticiklonalni sistem nad zahodno in srednjo Evropo.

Iz teh podatkov je razvidno, da se je jezero hladnega zraka v Ljubljanski kotlini razkrojilo.

10. februarja 1952 je nad zahodno Evropo nastalo samostojno področje visokega zračnega pritiska, medtem ko se polarna fronta gibala od vzhodne Evrope proti severovzhodu. Srednja Evropa je imela nekoliko pojačano severozahodno strujanje.



Slika 2

Vremenska karta od 3. 2. 1952 ob 07 SEČ

Fig. 2

Weather map for Feb. 3, 1952 at 07 CET

11. februarja 1952 izkazuje vremensko stanje razkroj visokega zračnega pritiska nad zahodno Evropo, ki pa se je še ohranjalo nad srednjo in jugovzhodno Evropo. Temperature so se dvigale. Ob 21<sup>h</sup> je bilo opaziti še nadalje otoplitve in tudi konec temperaturne inverzije.

#### SKLEP

Ako v kratkem povzamemo splošne zaključke iz obravnavanega gradiva o temperaturnih inverzijah, opazimo, da je Ljubljanska kotlina eden izmed izredno močnih inverzijskih kotlov. Maksimalne vrednosti glede na pogostost, dolžino trajanja kakor tudi na intenzivnost, so opažene v spodnjem delu Ljubljanske kotline in to v hladnejši dobi leta in dneva. Glede na dnevni potek temperaturnih razmer je maksimalna vrednost temperaturnih inverzij v jutranjih in dopoldanskih urah z najmočnejšo koncentracijo v spodnjem delu Ljubljanske kotline, medtemkose v večernih urah premakne ta maksimum v Blejsko kotlino. To je tudi jasan dokaz, da moramo proces pojmovati dinamično, t.j. da se prelivajo močno ohlajene zračne gmote zaradi radiacije iz višjih predelov v nižje.

Na področju Šmarna gora Planina-Križ so bile intenzivne temperaturne inverzije v hladni polovici leta in dneva. To je naravno, saj so le v tem času možne intenzivnejše inverzije, ki lahko segajo v območje ozračja nad 600 m.

Podan je tudi primer zimskih temperaturnih inverzij, ki so najbolj pogoste in najbolj izrazite.

#### LITERATURA

- /1/ B. Paradiž: Nekaj karakteristik onesnaženja zraka v Ljubljani, Razprave XII, DMS, Ljubljana 1970
- /2/ S.F. Chromow: Einführung in die Synoptische Wetteranalyse Wien: Springer, 1940
- /3/ G. Helimann: Met. Z. Hann-Bd 1908
- /4/ J. Hann-Süring: Lehrbuch der Meteorologie. 5 Aufl. Leipzig: W. Keller, 1930
- /5/ P. Vujevič: Meteorologija, Beograd 1948
- /6/ A. Schmaus: Die Ausbildung nächtlicher Temperaturumkehr, Met. Z. 28, 1919
- /7/ E. Erhardt: Über Inversionen in dem Alpen, Rundschau, H 5, 6 1949
- /8/ W. Peppler: Einige aerologische Daten zur Kenntnis der Kräftigen Temperaturinversionen, ang. Met.: Das Wetter, H 2-7,
- /9/ F. Sauberer: M. Z. Bioklim. Beiblätter 4/1, 1937
- /10/ R. Geiger: Das klima der bodennahen Luftschicht. Brunswick 1950
- /11/ F. Lanscher-Ekel: Wetter und Leben, Wien 1947
- /12/ B. Knirsch: Aerologische Untersuchungen der Winter Inversionen in Klagenfurter Becken, Dissertation, Wien 1948
- /13/ J. Pučnik: Temperaturinversionen in der Blejska kotlina. VI<sup>e</sup> Congres Int. de Met. Alpine, Bled, Beograd. 1962

/14/ H. Flohn: Zum Klima der freien Atmosphäre über Sibirien, Met. Z. 61, 1944

/15/ Hidrometeorološki zavod SRS Ljubljana  
Sinoptične karte 1950 - 1954

/16/ Zentralanstalt für Met. und Geodyn., Wien: Sinoptične karte 1948 - 1950