
DRUŠTVO METEOROLOGOV SLOVENIJE

**METEOROLOŠKI
ZBORNIK**

PRVI SNOP

LJUBLJANA 1957

METEOROLOŠKI ZBORNIK

DRUŠTVA METEOROLOGOV SLOVENIJE

I. SNOF

LJUBLJANA

1957

VSEBINA :

- M. Čadež : O stabilnosti atmosfere — Stability of the atmosphere
- M. Boriko : Periodogramska analiza višine 500 mb površine za poletna obdobja 1954 in 1955 — A periodogramatic analysis of the altitude of 500 mb level for summer 1954 and 1955
- V. Manohin : Kratko poročilo o metodi dolgoročnih prognoz na osnovi lokalnih klimatoloških podatkov — A short report about the method of prognoses for a longer period on the basis of the local climatological particulars
- M. Robavs : Vpliv kaplje hladnega zraka na vreme v Sloveniji — The influence of the cold pool on Slovenia
- Z. Petkovšek : Doprinos k prognozi pomladanskih pozeb v Sloveniji — Contribution to the prognosis of spring frost in Slovenia
- J. Pristov : Vremenska dogajanja v zvezi s prodorom hladnega zraka preko Alp in vpliv orografije na padavine — Weather occurrences in connection with the advance of cold air over the Alps and the orographical on the precipitations
- O. Reya : Gibanje temperature v tleh — The temperature changes in ground
- J. Pučnik : Močne otoplitve v Jugoslaviji v dneh od 1. do 6. julija 1950 — The increase of temperature in Yougoslavia from 1st to 6th Juli 1950
-

O STABILNOSTI ATMOSFERE
STABILITY OF THE ATMOSPHERE

M. ČADEŽ

551.511

1. Uvod

Razvoj vremena zavisi v največji meri od stabilnosti ozračja. Ni čuda zato, da je temu problemu v meteorološki literaturi posvečena velika pažnja, posebno še po letu 1941, ko je E. Kleinschmidt objavil svoje prvo delo o dinamični nestabilnosti [1]. Pri proučevanju razvoja vremena Jugoslavije lahko vidimo, da na stabilnosti niže ležečih zračnih plasti močno vplivajo razne orografske zapreke, da more postati zrak, ki v toku noči in v dopoldanskih urah, kot pravo jezero hladnega zraka, mirno leži med raznimi hribi, v popoldanskih urah nestabilen [2]. Tak zrak, usidran med planine, kaj lahko pri osvobajanju svoje energije »orografske nestabilnosti« povzroči katastrofalne nevihte in vpliva v največji meri na cel nadaljni potek vremena.

Po našem mišljenju bi bilo koristno posvetiti temu problemu pri nas posebno pozornost in sicer v zvezi s sistematičnim proučevanjem razvoja vremena, s proučevanjem, ki žal pri nas ni tako organizirano kot bi moglo biti in kot bi bilo koristno kakor za vsakega poedinca-raziskovalca tako za celokupno dejavnost našega človeka. Privedlo nas bi med ostalim do prognoze vremena, sloneče na konkretnih in ne samo splošnih spoznavah znanosti in subjektivnih izkušnjah posameznikov.

V sklopu številnih problemov v zvezi s stabilnostjo atmosfere nas tukaj zanima vpliv prisotnosti vodne pare na statično stabilnost atmosfere. Mislim, da ta naloga še ni našla v literaturi svoje končne rešitve. Starejši učbeniki dinamične meteorologije razlagajo n. pr. statično stabilnost na način, ki ni egzakten, v novejših učbenikih pa je naloga rešena samo na pol.

2. Diferencialna oblika enačbe za specifično vlažnost

Specifična vlažnost q je v meteorologiji definirana kot masa vodne pare v sorazmerno mali masi vlažnega zraka. Ako delec zraka sorazmerno majhne mase m vsebuje maso m_v vodne pare, potem je

$$(1) \quad q = \frac{m_v}{m}$$

Ako upoštevamo enačbo stanja vlažnega zraka in vodne pare, ki se v tem zraku nahaja:

$$(2) \quad pV = mRT \quad \text{in} \quad eV = m_v R_v T$$

(p , e = pritisk zraka odn. vodne pare, V , T = volumen odn. temperatura zraka, R , R_v = specifična plinska konstanta vlažnega zraka in vodne pare), potem lahko namesto enačbe (1) pišemo

$$(3) \quad q = \frac{eR}{pR_v}$$

Plinska konstanta R ni za vsak zrak enaka. Je tem večja, čim večja je specifična vlažnost zraka. Kot je znano, je

$$(4) \quad R = R_s (1 + 0,608 q)$$

(R_s = plinska konstanta za suhi zrak). Vidimo, da se s spremembo specifične vlažnosti q za dq , do katere lahko pride iz kateregakoli razloga, plinska konstanta vlažnega zraka R spremeni za

$$(5) \quad dR = 0,608 R_s dq$$

Če sedaj enačbo (3) logaritmično odvedemo in upoštevamo dobljeno vrednost in enačbo (4), dobimo za relativno spremembo specifične vlažnosti

$$(6) \quad \frac{dq}{q} = \frac{R}{R_s} \left(\frac{de}{e} - \frac{dp}{p} \right)$$

Dobljeni enačbi moremo dati še eno obliko, ki je za kvantitativno računanje pogosto prikladnejša. Do nje pridemo, če upoštevamo Clausius-Clapeyronovo enačbo in enačbo, s katero definiramo relativno vlažnost U . Ti dve enačbi se glasita

$$(7) \quad \frac{de_w}{e_w} = A \frac{dT}{T} \quad \text{in} \quad U = \frac{e}{e_w},$$

kjer je e_w pritisk nasičene vodne pare pri temperaturi T , ki jo ima opazovani delec zraka mase m in

$$(8) \quad A = \frac{L}{L_z} = 20 \quad \begin{array}{l} (= 19,84 \text{ za temperaturo } 0,0 \text{ }^\circ\text{C in} \\ 18,15 \text{ za temperaturo } 20,0 \text{ }^\circ\text{C}) \end{array}$$

količnik med celotno (L) in zunanjo (L_z) izparilno toploto vode [3]. Iz diferencialne oblike napisane enačbe za relativno vlažnost U , ki se glasi

$$(9) \quad \frac{dU}{U} = \frac{de}{e} - \frac{de_w}{e_w}$$

in iz Clausius-Clapeyronove enačbe lahko eliminiramo relativno spremembo nasičene vodne pare $de_w : e_w$ in če na ta način dobljeno relativno spremembo stvarnega pritiska vodne pare vstavimo v enačbo (6), dobimo drugo obliko diferencialne enačbe za specifično vlažnost:

$$(10) \quad \frac{dq}{q} = \frac{R}{R_s} \left(A \frac{dT}{T} + \frac{dU}{U} - \frac{dp}{p} \right)$$

3. Menjanje specifične vlažnosti z višino in vertikalni transport vodne pare v atmosferi

Za določanje stabilnosti vlažne atmosfere je važno, da se vé, kako se spreminja v atmosferi specifična vlažnost z višino. To spreminjanje je v tesni zvezi s transportom vodne pare v vertikalni smeri.

Iz enačbe (10), ako vpoštevamo osnovno enačbo statike

$$(11) \quad dp = -g \rho dz$$

(ρ = gostota zraka, g = pospešek zemeljske teže) in enačbo stanja zraka, dobimo takoj, da se specifična vlažnost z višino na enoto razdalje spremeni za

$$(12) \quad \frac{\delta q}{\delta z} = \frac{R}{R_s} \left(\frac{A}{T} \frac{\delta T}{\delta z} + \frac{1}{U} \frac{\delta U}{\delta z} + \frac{g}{RT} \right) q$$

($-\frac{\delta T}{\delta z}$, $-\frac{\delta U}{\delta z}$ = vertikalna komponenta gradienta temperature oz. relativne vlažnosti).

Na drugi strani vemo, da se zaradi turbulence (efektivnega notranjega trenja) vrši v atmosferi v vertikalni smeri transport vodne pare, ki iznosi v enoti časa skozi enoto horizontalno ležečo površino

$$(13) \quad S = -I \frac{\delta q}{\delta z}$$

(I = koeficient izmene). Kadar je tok vodne pare usmerjen navzgor, je $S < 0$. Ta transport vodne pare ima za posledico, da se na mestu, kjer obstaja, specifična vlažnost v enoti časa spremeni za

$$(14) \quad \frac{\delta q}{\delta t} = \frac{I}{\rho} \frac{\delta^2 q}{\delta z^2} \quad \text{za} \quad \frac{\delta I}{\delta z} = 0$$

Če so pogoji nad velikim prostranstvom približno enaki, potem se slej ali prej vzpostavi ravnotežje in specifična vlažnost se v atmosferi s časom ne spreminja več ($\frac{\delta q}{\delta t} = 0$). Iz (14) vidimo, da je v tem slučaju q linearna funkcija višine z :

$$(15) \quad q = q_0 + \frac{\delta q}{\delta z} z \quad \frac{\delta q}{\delta z} = \text{const.}$$

(q_0 = specifična vlažnost zraka na višini $z = 0$). Vertikalni transport vodne pare (13) je v tem slučaju na vseh višinah enak.

V atmosferi obstojajo v pogledu vertikalnega transporta vodne pare razne možnosti. Kadar nad večjim prostranstvom ni izvora vodne pare, tedaj je tam vsaj približno $S = \frac{\delta q}{\delta z} = 0$ in (15) $q = q_0$, specifična vlažnost se torej z višino ne menja. Samo v taki atmosferi je, kot vidimo iz (16), relativna sprememba vodne pare z višino enaka relativni spremembi zračnega tlaka na isti poti.

Iznad prostranih oceanov voda stalno izhlapeva. Tam je zato $S > 0$ in $\frac{\delta q}{\delta z} < 0$. Specifična vlažnost se z višino zmanjšuje. Ali drug primer: Kadar prodira morski tropski zrak nad hladnim kontinentalnim polarnim, je zgornji topli zrak izvor vodne pare in se spodnje zračne mase polnijo z vlago. Tedaj je v polarnem zraku $S < 0$ in $\frac{\delta q}{\delta z} > 0$. V zvezi s tem lahko opažamo, da se ob pojavu južnih vetrov na višini v takih dneh pojavi v nižinah megla, ali da se že obstoječa megla okrepi.

Instruktivni so sledeči primeri:

V izotermni atmosferi $\left(\frac{\delta T}{\delta z} = 0 \right)$ je

$$S = -I \frac{\delta q}{\delta z} \begin{matrix} > \\ < \end{matrix} 0, \text{ kadar je } \frac{\delta U}{\delta z} \begin{matrix} < \\ > \end{matrix} - \frac{Ug}{RT}$$

Za $U = 50 \%$ in $T = 300^\circ$ aps. je mejna vrednost $\frac{Ug}{RT} = 1/2 \%$ /100 m. Vidimo, da je v izotermni atmosferi tok vodne pare usmerjen navzgor, če se relativna vlažnost z višino manjša hitreje kot za $(Ug) : (RT)$.

V primeru, da se temperatura z višino na vsakih 100 m zmanjša za

$$0,6^\circ \text{C}, \text{ je } S = -I \frac{\delta q}{\delta z} \begin{matrix} > \\ < \end{matrix} 0, \text{ kadar je približno } \frac{\delta U}{\delta z} \begin{matrix} < \\ > \end{matrix} \frac{U}{3} / 1000 \text{ m}$$

Kadar se torej v taki atmosferi relativna vlažnost manjša z višino, ali z višino počasneje narašča kot za $\frac{U}{3}$ na 1 km, je tok vodne pare usmerjen navzgor.

Kadar se relativna vlažnost z višino ne mneja $\left(\frac{\delta U}{\delta z} = 0 \right)$ je končno

$$S = -I \frac{\delta q}{\delta z} \begin{matrix} > \\ < \end{matrix} 0, \text{ kadar je } \frac{\delta T}{\delta z} \begin{matrix} < \\ > \end{matrix} - \frac{g}{AR} = -0,17^\circ \text{C}/100 \text{ m}$$

V atmosferi, kjer se relativna vlažnost z višino ne menja, je tok vodne pare usmerjen navzgor, če se temperatura z višino zmanjšuje in to močnejše kot za približno $1,7^\circ \text{C}$ na 1000 m.

Enačba (12) v zvezi z enačbo (13) bi se verjetno v dnevni operativi lahko koristno uporabila: za kontrolo podatkov radiosondaže in za določanje transporta vodne pare iz posameznih slojev zraka in iz zemeljskega površja. Prav gotovo pa bi bilo koristno proučiti podatke radiondaže, s katerimi razpolagamo, tudi s tega stališča in sistematično obdelati vsaj karakteristične primere.

Za enkrat ne moremo reči nič določenega v pogledu vertikalnega transporta vodne pare v atmosferi in menjanja specifične vlažnosti z višino. V pogledu srednjega stanja lahko dobimo samo približno sliko, če se poslužimo empiričnih obrazcev, ki govore o tem, kako se pritisk vodne pare menja z višino.

R. Süring je napisal empirično formulo za menjanje pritiska e vodne pare z višino v prosti atmosferi. Ta se glasi:

$$(16) \quad e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} \left(1 + \frac{z}{20} \right)}$$

(e, e_0 = pritisk vodne pare na višini z, ki se meri v kilometrih oz. pri tlu [4]. Logaritmični odvod te enačbe vsebuje relativno spremembo vodne pare z višino. Ker lahko to vrednost izrazimo s spremembo specifične vlažnosti z višino (6), dobimo za povprečno menjanje specifične vlažnosti z višino, če predhodno upoštevamo osnovno enačbo statike (11) in enačbo stanja zraka,

$$(17) \quad \frac{\delta q}{\delta z} = \frac{R}{R} \left[-\frac{1}{6M} \left(1 + \frac{z}{10} \right) + \frac{g}{RT} \right] q$$

(M = modul Briggsovih logaritmov). Za $z = 1$ km in $T = 280^\circ \text{C}$ se n. pr. z višino na vsak kilometer specifična vlažnost spremeni za

$$(18) \quad \frac{\delta q}{\delta z} = -0,30 q$$

Ako vzamemo za q kot srednjo vrednost 5 g/kg, dobimo za srednji pojemek specifične vlažnosti z višino 1,5 g/kg po kilometru, to je vrednost, ki jo je W. Schmidt (1917) vzel pri računanju srednjega koeficienta izmene I [5]. Ko je vzel za srednjo vrednost izmene $I = 75 \text{ cm}^{-1} \text{ gsec}^{-1}$, je dobil, da turbulenca letno prenese v višje plasti ozračja toliko vodne pare, da je povprečna letna količina padavin na zemlji 350 mm.

Temperatura se v spodnjem delu troposfere povprečno zmanjša za 6°C , ako se dvignemo za 1 km. Če to upoštevamo, dobimo iz (12), da se v našem primeru (16) in (18) povprečno relativna vlažnost z višino ne menja. Rezultat nas ne sme iznenaditi, saj se oblaki in megle pojavljajo na raznih višinah in relativna vlažnost se s časom povsod približno enako menja.

4. Vlažnoadiabatični temperaturni gradient

Za zrak, v katerem je vodna para nasičena in se v atmosferi giblje adiabatično, velja po prvem principu termodinamike enačba [2]:

$$(19) \quad c_p dT + L \frac{dq_w}{1 - q_w} - \frac{dp}{\rho} = 0$$

(c_p = specifična toplota vlažnega zraka s specifično vlažnostjo q_w , označke veličin so drugače iste kot poprej, spremembe se nanašajo na zrak, ki se v atmosferi giblje vlažnoadiabatično). Enačba velja popolnoma točno za ireverzibilno vlažnoadiabatično gibanje (vsa kondenzirana voda takoj po kondenzaciji izpada iz delca). Ta enačba v zvezi z enačbo (10) nas enostavno dovede do obrazca za vlažnoadiabatičen temperaturni gradient. Ta pot nas dovede do popolnoma točnega rezultata, ki ga v literaturi nisem našel. Avtorji se namreč

namesto točne formule (10) poslužujejo približne, ki se navadno dobi iz približne formule za specifično vlažnost

$$(20) \quad q \approx 0,622 \frac{e}{p}$$

Clasius-Clapeyronova enačba, ki smo se je poslužili pri izpeljavi enačbe (10) in ki je za reševanje raznih nalog iz dinamične meteorologije izredno prikladna [6], se v tej zvezi šele v novejši literaturi uporablja [7].

Pri vlažnoadiabatskem gibanju je vedno $U = 100\%$. V diferencialni enačbi za specifično vlažnost (10) je zato za nasičen zrak ($q = q_w$) vedno $dU = 0$. Če to upoštevamo in eliminiramo $dq = dq_w$ iz enačb (10) in (19), dobimo

$$(21) \quad \left(c_p + \frac{LRr_w}{TR_s} \right) dT = \left(\frac{1}{\rho} + \frac{LRr_w}{R_s p} \right) dp,$$

kjer je

$$(22) \quad r_w = \frac{q_w}{1 - q_w}$$

odnos zmesi opazovanega zraka nasičenega z vodno paro ($= m_v : m - m_v$). Če predpostavimo, da se v atmosferi in opazovanem zraku, ki se giblje v njej vlažnoadiabatično, pritisk menja z višino v soglasju z osnovno enačbo statike (11) in da je gostota tega zraka enaka gostoti zraka v okolici (na isti višini), potem dobimo iz enačbe (21), če upoštevamo še enačbo stanja zraka, za spremembo temperature v vlažnoadiabatsko gibajočem se zraku, pri spremembi višine za enoto

$$(23) \quad \frac{dT}{dz} = -\gamma_w^* = -\gamma^* \frac{1 + \frac{Lr_w}{R_s T}}{1 + \frac{LRr_w}{c_p R_s T}}$$

kjer je $\gamma^* = g : c_p$ suhoadiabatični temperaturni gradient. Ker je, kot je znano,

$$(24) \quad r_w = 0,622 \frac{e_w}{p_s},$$

kjer je p_s parcialni pritisk suhega zraka ($= p - e_w$, dobimo iz (23) za vlažnoadiabatski temperaturni gradient

$$(25) \quad \gamma_w^* = \gamma^* \frac{p_s + 0,622 \frac{Le_w}{R_s T}}{p_s + 0,622 \frac{LRAe_w}{c_p R_s T}}$$

Dobljena enačba je egzaktna in je še najbolj podobna oni iz [7], v kateri mesto p_s stoji p . Vsekakor se vrednost γ_w^* , izračunana iz one enačbe zelo malo razlikuje od gornje. V najslabšem slučaju ni niti za 1% večja od gornje.

5. Kriteriji za stabilnost zraka v atmosferi

Tu nas zanima kdaj je zrak v mirni atmosferi, ki je prav tako v stanju mirovanja, v stabilnem, indiferentnem ali labilnem stanju. Kot je znano, je suhi zrak v suhem ozračju ($q = 0$) tedaj v stabilnem, indiferentnem odn. labilnem stanju. kadar je vertikalni temperaturni gradient

$$(26) \quad -\frac{\delta T}{\delta z} = \gamma \begin{matrix} < \\ = \\ > \end{matrix} \gamma^*$$

Tedaj je namreč katerikoli zračni delec, ki ga adiabatično dvignemo, specifično težji, enako težak odn. lažji od obdajajočega zraka in zračni delec, ki mu adiabatično zmanjšamo višino, je specifično lažji, enako težak odn. težji od obdajajočega zraka. Tako zrak v stabilni atmosferi zaradi sile vzgona teží, da se vrne na začetno višino. V indiferentni atmosferi se pri takem virtualnem premiku sila vzgona sploh ne pojavi, v labilni atmosferi pa se pri virtualnem premiku pojavi sila vzgona, ki sili zračni delec vse dalj od začetne višine.

V vlažni atmosferi velja sličen kriterij, samo pojavljene sile vzgona se ne določajo z razlikami v navadni temperaturi, temveč v virtualni temperaturi zraka.

Kot je znano, je virtualna temperatura zraka temperature T s specifično vlažnostjo q :

$$(27) \quad T_v = T (1 + 0,608 q)$$

Ako je virtualna temperatura obdajajočega zraka T_v , potem je sila vzgona, ki deluje na tak delec mase m vertikalno navzgor:

$$(28) \quad P = mg \frac{T_v - T'_v}{T'_v}$$

Če vzamemo to v poštev, vidimo, da je vlažna atmosfera v stabilnem, indiferentnem odn. labilnem stanju na onem mestu, kjer je

$$(29) \quad -\frac{\delta T_v}{\delta z} \begin{matrix} < \\ = \\ > \end{matrix} -\frac{dT_v}{dz}$$

kjer je z drugimi besedami vertikalni gradient virtualne temperature manjši, enak odn. večji od zmanjšanja temperature, ki se pojavi pri adiabatičnem virtualnem premiku delca zraka vertikalno navzgor za enoto razdalje.

Če zračni delec ni z vlago nasičen, lahko predpostavimo, da se pri takem virtualnem premiku specifična vlažnost ne menja in iz enačbe, s katero definiramo virtualno temperaturo (27), dobimo za individualno spremembo virtualne temperature v dvignjenem zraku

$$(30) \quad \frac{dT_v}{dz} = -\frac{T_v}{T} \gamma^*$$

Iz iste enačbe dobimo za lokalno spremembo virtualne temperature v obdajajoči atmosferi

$$(31) \quad \frac{\delta T_v}{\delta z} = -\frac{T_v}{T} \gamma + 0,608 T \frac{\delta q}{\delta z}$$

Vidimo, da vertikalni gradient virtualne temperature zavisi več ali manj tudi od vertikalnega gradienta specifične vlažnosti. V vsakem slučaju ta vpliv ni posebno velik. Za zgoraj dobljeno srednjo vrednost (18) ($q = 0,005 \text{ kg/kg}$), za $T = 300^\circ \text{ abs.}$ in za srednji $\gamma = 6^\circ/1000 \text{ m}$ je n. pr. odnos med prvim in drugim članom na desni strani enačbe (31) $100 : 4,5$. V tem primeru znese drugi člen, ki je posledica menjanja specifične vlažnosti z višino, $4,5 \%$ prvega. Vsekakor more biti ta procent v posameznih primerih znatno povečan.

Če sedaj enačbi (30) in (31) upoštevamo v pogoju (29), vidimo, da v slučaju kadar se v atmosferi specifična vlažnost ne menja z višino, velja za vlažno nezasičeno atmosfero točno isti, sicer pa približno isti kriterij (26), kot za suho atmosfero.

Sedaj nas zanima slučaj, kadar je v zračnem delcu vodna para nasičena in se nahaja kot oblak v nezasičeni atmosferi. Očividno zasluži ta primer našo posebno pozornost. V tem primeru velja mesto enačbe (30) enačba, ki jo dobimo, če odvajamo enačbo (27) in upoštevamo enačbe (10) in (11), enačbo stanja zraka in da je

$$(32) \quad R : R_s = T_v : T$$

Na ta način dobimo za ta drugi primer

$$(33) \quad \frac{dT_v}{dz} = - \frac{T_v}{T} \left[\gamma_w^* + 0,608 (A \gamma_w^* - \gamma_h) q \right] \quad (\text{za } q = q_w),$$

kjer je

$$(34) \quad \gamma_h = g : R = 34^\circ \text{ C}/1000 \text{ m}$$

vertikalni temperaturni gradient homogene atmosfere. V tem primeru je »adiabatski gradient virtualne temperature« vsaj po obliki precej drugačen, kot v prejšnjem. Sestoji se iz dveh delov, od katerih manjši zavisi od specifične vlažnosti in samo pri velikih vrednostih specifične vlažnosti lahko iznese kar 10% od prvega in več. Za $q = 10 \text{ g/kg}$ in $\gamma_w^* = 5^\circ \text{ C}/1000 \text{ m}$ je n. pr. odnos med prvim in drugim členom $100 : 8$.

Za razliko od prej moramo v tem primeru smatrati, da je na začetku samo virtualna temperatura delca enaka virtualni temperaturi obdajajočega zraka. Stvarna temperatura delca T je zato tedaj nekoliko manjša od temperature T' , ki jo ima obdajajoči zrak. Mesto enačbe (31) velja torej v tem primeru enačba

$$(35) \quad \frac{\delta T_v}{\delta z} = - \frac{T_v}{T'} \gamma + 0,608 T' \frac{\delta q'}{\delta z}$$

(q' = specifična vlažnost obdajajočega zraka, ki je manjša od specifične vlažnosti q_w delca). Če sedaj enačbi (33) in (35) upoštevamo v pogoju (29), vidimo da je zračni delec, ki je z vodno paro nasičen in se nahaja v nezasičeni atmosferi, v stabilnem, indiferentnem odn. labilnem stanju, kadar je

$$(36) \quad \frac{T_v}{T'} \gamma + 0,608 T' \frac{\delta q'}{\delta z} \begin{matrix} < \\ = \\ > \end{matrix} \frac{T_v}{T} \left[\gamma_w^* + 0,608 (A \gamma_w^* - \gamma_h) q \right],$$

oziroma približno, kadar je vertikalni temperaturni gradient γ manjši, enak ali večji od vlažno adiabatskega:

$$(37) \quad \gamma \begin{matrix} < \\ = \\ > \end{matrix} \gamma_w^*$$

V primeru, kadar je $\frac{\delta q'}{\delta z} = 0$ ali manjši od nič, je približni pogoj (37) najmanj točen. V takih primerih je potreba v pogoju (37) namesto γ_w^* pisati vrednost, ki je od te že lahko za $0,5$ do $1^\circ \text{ C}/1000 \text{ m}$ večja ali celo za več.

Končno nam preostane še slučaj, da je atmosfera nasičena z vodno paro. Pri adiabatičnem virtualnem premiku zračnega delca vertikalno navzgor, ki ima na začetku enako temperaturo, virtualno temperaturo in s tem tudi specifično vlažnost, kot obdajajoči zrak, se njegova virtualna temperatura spremeni v skladu z obrazcem (33). Popolnoma analogen obrazec velja za $\frac{\delta T_v}{\delta z}$, samo mesto γ_w^* stoji v njem γ . Če upoštevamo sedaj pogoj (29), vidimo, da za stabilnost atmosfere, ki je nasičena z vodno paro, velja kriterij, ki je popolnoma analogen onemu za suho atmosfero (26), samo da mesto suhoadiabatičnega stoji vlažnodiabatičen temperaturni gradient. V tem primeru velja torej kriterij (37) z vso strogostjo.

SUMMARY

The differential equation for specific humidity (10) and exact formula expressing the saturation-adiabatic lapse rate (25) are developed (using the Clausius-Clapeyron equation). It is shown that saturated atmosphere is in stable, instable or indifferent state if the vertical temperature lapse rate is lower, higher or equal to the pseudo-adiabatic lapse rate. In the none saturated atmosphere the analogical criterion is available only more or less approximately.

Literatura:

1. Kleinschmidt, E.: Zur Theorie der labilen Anordnung, Meteor. Z. 58 (1941), 157, 308.
2. Čadež, M.: Analiza vremena u FNR Jugoslaviji u 1951 godini, Izdaje SUHMS, Meteorologie, Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 29 (1957), 235.
3. — O toploti isparavanja, Hidrometeorološki glasnik, Beograd, III (1950), 19.
4. Hann—Süring, Lehrbuch der Meteorologie, 5. izd. 1938—51, 334.
5. W. Schmidt, vzeto iz Hann—Süring, 1. c., 593.
6. Čadež, M.: Einige Anwendungen der Clausius-Clapeyronschen Gleichung in der Meteorologie, Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 9 (1957), 235.
7. Berry, F. A. Jr., E. Bolla, Norman R. Beers: Handbook of Meteorology, 1945, New York—London, 376, 377.

**PERIODOGRAMSKA ANALIZA VIŠINE 500 mb POVRŠINE ZA POLETNA
OBDOBJA 1954 in 1955.**

**A PERIODOGRAMATIC ANALYSIS OF THE ALTITUDE OF 500 mb LEVEL
FOR SUMMER OF 1954 and 1955**

M. BORKO

551.547.3

Obsežni material nižinskih in višinskih kart se iz leta v leto nabira v arhivu sinoptične službe. Nujna naloga je ta material urediti v strokovnem smislu, t. j. uporabiti ga za določene študije. Poleg tega, da izbiramo iz arhiva določene primere, ki karakterizirajo kompleksno sinoptično situacijo, moremo arhiv obdelati tudi s pomočjo matematične analize, s tem da uvedemo v sinoptično statistiko uporabne zaključke višje matematike.

Sleherni meteorološki element kjerkoli predstavlja na časovnem diagramu določeno krivuljo. V večini primerov so to krivulje, ki so rezultat superpozicije različnih fizikalnih procesov in katerih statistična obdelava dopušča predvsem iskanje srednjih vrednosti za določena razdobja. Poznavanje srednjih vrednosti pa nam prav nič ne razjasni fizikalnih vzrokov in s tem tudi ne življenjskega poteka določenih meteoroloških podatkov. Vsiljuje se mnenje, da je stopnja križanja različnih vplivov pri nekaterih elementih različna. Če predpostavimo, da nastopa v splošni cirkulaciji atmosfere določena zakonitost, tedaj je nujno, da odkrijemo v sicer navidezno kaotičnem pojavljanju vremenskih dogajanj nekaj zakonitosti. To moremo doseči objektivno le s pomočjo matematične analize. S tem, ko na ta način obdelamo pojav, dobimo sliko njegovega povprečnega življenjskega toka, kar nam mnogo pripomore tudi pri fizikalnem tolmačenju.

V nadaljnjem je na kratko prikazano iskanje kratkoročnih ritmov v višini 500 mb ploskve. Če vzamemo določeni element in ga statistično obdelamo s primerno metodo, tedaj moremo dobiti ritme, ki kažejo na aktivnost določenega vzroka (n. pr. aktivnost polarne fronte, aktivnost zajezenih tropskih mas v anticiklonu) ali pa imamo opraviti s superponiranjem ritmov različnih vzrokov. Rezultat v tem zadnjem primeru ni zadovoljiv na kar moramo paziti že pri začetku dela. Za količino, ki naj karakterizira ritem vremenskih procesov, sem vzel višino 500 mb ploskve. Višina 500 mb ploskve sledi namreč v povprečju dobro temperaturnim spremembam, kar nam omogoča, da zasledimo do neke mere tudi periodiko prodorov hladnega zraka. Na drugi strani pa je nihanje višine 500 mb ploskve v splošnem izraz čistih sprememb v cirkulaciji, v glavnem v zvezi s pomikom in aktivnostjo polarne fronte. Ta ugotovitev obeta da bo dobljeni ritem vzročno več ali manj homogen. Nekateri avtorji navajajo ritme v gibanju zračnega pritiska pri tleh. Res je, da na eni

strani zajamemo v gibanju nižinskega pritiska bolj konkretne vremenske procese, vendar pa dobimo na drugi strani krivuljo, ki je pomešana z mnogimi nepravilnimi dogajanjem, povzročeni z različnimi nekonzervativnimi procesi, ki sliko stvarnih ritmov izmalicijo. Podatke višine 500 mb ploskve sem obdelal s pomočjo periodogramske analize. Naloga takega postopka so: dobiti moramo oscilacijsko krivuljo, katere maksimumi kažejo na realne ritme. Dalje moramo poiskati pojavljanje teh ritmov v odvisnosti od splošne situacije, t. j. zlasti od velikosti odklona 500 mb ploskve od povprečja določenega razdobja. Razumljivo je, da bodo n. pr. v področju stacionarnih baričnih dolin delovali drugi ritmi ali pa vsaj isti ritmi z različno frekvenco, kakor pa ob času, ko ima isto področje stacionarni anticiklon.

Iskanje ritmov v meteorološki statistiki se vrši po večini z grafično analizo krivulj. Tak način analize pa ima brez dvoma dva velika nedostatka. 1. Na končno oceno v ritmičnih motih majhna nihanja, ki nastopajo predvsem v območju ekstremnih vrednosti, 2. posamezne ekstremne vrednosti istega predznaka je težko opredeliti z ozirom na statistično težino. Zato je periodogramska analiza najbolj prikladna, zlasti pri iskanju ritmov pri precej nepravilnih krivuljah, kakršna je brezdvoma slika nihanja višine 500 mb ploskve.

Časovno ekvidistančno razporejene podatke višine 500 mb ploskve smatram za zaporedje:

$$\xi_0, \xi_1, \xi_2 \dots \dots \dots \xi_n \quad (1)$$

Temu zaporedju, želim določiti periodičnost. Vzemimo najbolj splošni primer, namreč da se kaže ta periodičnost prav tako v nekem zaporedju, ki ga zaznamujemo:

$$p_0, p_1, p_2 \dots \dots \dots p_n \quad (2)$$

Tega zaporedja seveda ne poznamo. Vprašamo se, ali obstoji korelacija med zaporedjem (1) in zaporedjem (2). Namesto koeficienta korelacije, kot je običajno, je bolje tu uvesti korelacijski koeficient.

Iz teorije korelacijskega računa izhaja, da je korelacijski kvocient določen z integralom

$$\eta^2 = \frac{1}{\sigma_x^2} \int_{-\infty}^{\infty} n_x (y_M - b)^2 dx$$

kjer je y_M srednja vrednost količine y za vzeti interval, n_x število podatkov količine X v intervalu X in $X + dX$. Visoka korelacija bo obstojala, če so vsi y -ni vedno čim tesneje grupirani okoli vrednosti y_M , ker bo tedaj standardna deviacija za vse y -ne vedno majhna. Če uvedemo v integral povprečno vrednost standardne deviacije za X , t. j. zaznamujemo σ_x , z_{Θ_x} , tedaj lahko korelacijski kvocient prikažemo z izrazom

$$\eta^2 = 1 - \frac{\Theta^2}{\sigma^2}$$

Važno je pripomniti, da je le v primeru normalne razporeditve korelacijski kvocient številčno identičen s korelacijsko količino. Iz zakonitosti tega razmerja izhaja, da moramo urediti zaporedje geopotenciala (vrsta št. 1 tako, da bodo vse vrednosti g , ki odgovarjajo isti vrednosti nekega določenega člena

zaporedja št. 2 v istem stolpcu. Posamezni členi zaporedja 2 pa predstavljajo predpostavljene ritem. Zaporedje geopotenciala moramo tedaj urediti tako:

$$\begin{array}{cccccccc} g_0, & g_1, & g_2 & \dots & \dots & \dots & \dots & g_{r-1} \\ g_r, & g_{r+1}, & g_{r+2} & \dots & \dots & \dots & \dots & g_{2r-1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \dots & \dots & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \dots & \dots & \dots & \vdots \\ g_{(m-1)r}, & g_{(m-1)r+1}, & \vdots & \dots & \dots & \dots & \dots & g_{mr-1} \end{array} \quad (3)$$

Pripomniti moramo, da je r določeni člen periodičnega zaporedja (2). Kot vidimo je pogoj ta, da moramo vzeti zadosti opazovalnega materiala, da izpolnimo m horizontalnih vrst, če je m aritmetična sredina uporabljenih podatkov zaporedja [1].

Če seštejemo vertikalne vrste dobimo neko zaporedje $G_0, G_1, G_2 \dots \dots \dots$ do G_{r-1} . Če to zaporedje sedaj delimo z aritmetično sredino dobimo zaporedje srednjih vrednosti: $M_0, M_1, M_2 \dots \dots \dots M_{r-1}$. Tedaj pa je iskano korelacijsko razmerje η ravno standardna deviacija zaporedja srednjih vrednosti deljena s standardno deviacijo prvotnega zaporedja višine geopotenciala (št. 1). Dobljeni rezultat pa je že zadostni indikator periodičnosti. Razmerje standardne deviacije srednjih vrednosti M nasproti standardni deviaciji prvotnega zaporedja višine 500 mb ploskve je indikator periodičnosti iz sledečega vzroka: V enem grupiranju podatkov v horizontalno vrsto bo del pojavov, ki ima na primer periodo r prešel skozi vse faze določene popolne periode, tako da je ta periodični del r v isti fazi pri vseh členih, ki so ali nad ali pod v isti vertikalni vrsti. Zato se nam oni pojav, ki daje periodo r kaže v m kratni amplitudi v zaporedju, G_0, G_1, \dots, G_{r-1} , odnosno se pojavi z lastno karakteristično amplitudo v zaporedju srednjih vrednosti M_0, M_1, \dots, M_{r-1} . Ko smo na ta način uredili podatke višine 500 mb ploskve bo katerikoli motnja, pa čeprav periodična motnja s periodo različno od r , oslabiljena ravno pri tem, ko smo tvorili zaporedje srednjih vrednosti; pozitivni in negativni odkloni težijo namreč k temu, da se medsebojno uničijo, seveda v primeru če res obstoji predpostavljena perioda r . V tem primeru bo imela torej standardna deviacija srednjih vrednosti M mnogo večjo vrednost, kakor v primeru, če ne bi obstojal nek pojav, ki daje periodo r .

Naveden postopek je zanesljiv, vendar zelo dolg ker zahteva ogromno mehničnega računanja. Za vsak člen zaporedja št. 2 moramo namreč posebej sestaviti prikazano matrico št. 3, ter ponovno iskati vsote, standardne deviacije itd. Pri iskanju kratkoročnih ritmov vzamemo v sinoptični statistiki nad 10 členov, torej moramo sestaviti 10 takih matric. Če hočemo posamični ritem bolj podrobno raziskati, moramo tvoriti matrice še za posamezne decimalke členov zaporedja št. 2. Kot rezultat postopka dobimo končno diagram, v katerem je abscisa predpostavljeno zaporedje št. 2, ordinata pa korelacijski kvocient, krivulja pa predstavlja oscilacijsko funkcijo. V našem primeru so seveda členi zaporedja št. 2, dnevi.

Ostal je še problem določitve zaporedja št. 2, t. j. postaviti, da je perioda blizu vrednosti $A : B$, kjer je

A = število maksimov krivulje višine 500 mb ploskve,

B = število ekvidistančnih vrednosti.

Enota intervala pri našem računanju je 12 ur, ker sem vzel višino geopotenciala iz višinskih kart ob 4^h zjutraj in ob 4^h popoldne. Vrednosti raziščemo tako, da iščemo korelacijsko razmerje malo na desno in malo na levo. Pri nepravilnih nihanjih moramo vzeti daljše zaporedje dni, t. j. večjo vrsto členov periodičnega zaporedja in iskati za vsako polovico dneva posebej korelacijsko razmerje. Tako nepravilno nihanje je tudi obravnavano nihanje višine 500 mb ploskve.

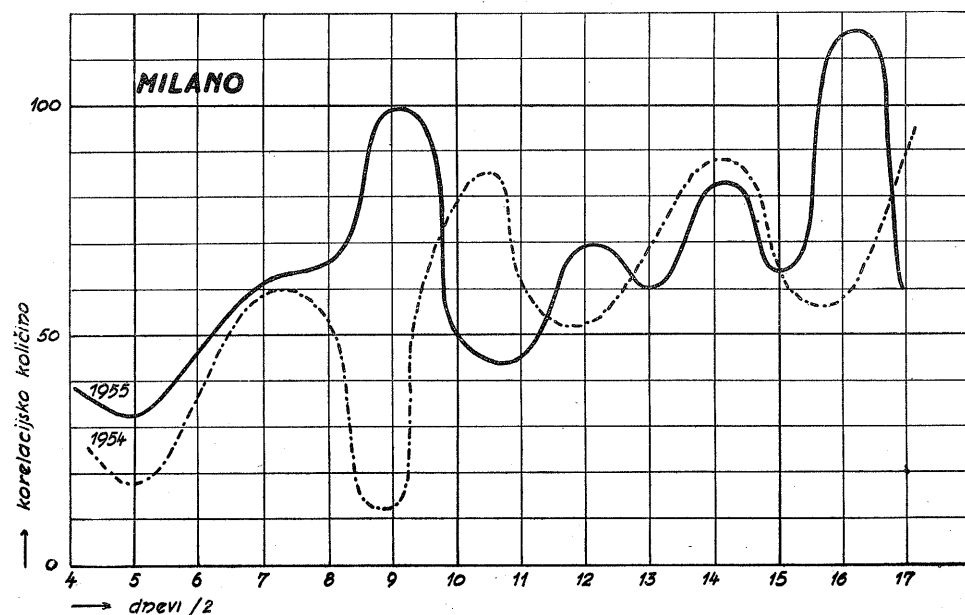
Pri praktični periodogramski analizi se v precejšnjih primerih lahko omejimo na tale postopek: v zaporedju G_0, G_1, \dots, G_{r-1} poiščemo razliko med najmanjšim in največjim členom zaporedja. Ta razlika je sorazmerna donosu na »r« urejeni člen matrice k oscilaciji. Sedaj rišemo diagram, ki ima za absciso člene poiskusne periode, v našem primeru polovice dneva, za ordinato pa omenjene razlike v zaporedju vrst. Dokazati se da, da je taka krivulja le malenkostno različna od krivulje, ki smo jo dobili s prejšnjim, daljšim postopkom.

Ritme, ki jih na ta način dobimo, lahko smatramo še fizikalno nehomogene. Zato sem se odločil, da raziščem ritme za razdobje, ki ima neko skupno sinoptično značilnost in sicer sem vzel razdobje od aprila do septembra, torej 6 mesecev. V tem razdobju lahko namreč zanemarimo vpliv ohlajevanja kontinentov, ter nam tako ostaneta v glavnem dva osnovna procesa: 1. dinamika polarne fronte, 2. aktivnost subtropskih anticiklonov. Z namenom, da bolje zajamem omenjene procese sem izbral tudi postaje, ki so razporejene na vzhodnem atlantiku, jugozahodno Evropo, Alpah, in Sredozemlju. Postopek sem delal za 2 zaporedni leti in sicer leta 1954 in 1955. V toku dela, ko sem že videl prve rezultate, sem se raje podrobno posvetil področju, ki je zajeto z 8 postajami in sicer: Island, vzhodna Britanija (Garleston) Azori, Šipsa K in J, Lisboa, Milano in Malta. To področje v tem letnem razdobju vpliva v smislu kratkoročnih ritmov na dogajanje v naših krajih. Rezultati obdelave po posameznih postajah so na kratko povedani sledeči:

Postaja Milano: Periodogramska analiza je bila izdelana za razdobje 3—17 intervalov poizkusne periode. Postaja kaže v letu 1954 štiri izrazite ritme in sicer: ritem $3\frac{3}{4}$ dneva; ta ritem je najbolj frekventen, ni pa povsem čist, ker njegova vrednost niha. Dalje je opaziti čist ritem z vrednostjo $5\frac{1}{2}$ dneva, ta ritem je tudi sorazmerno pogost. Končno imamo še ritma $6\frac{3}{4}$ dneva in $8\frac{1}{4}$ dneva; oba ritma sta na oscilacijski krivulji sorazmerno ostra, vendar pa nista pogosta, zlasti zadnji ritem ne. Analiza za leto 1955 je bila izdelana za isto poizkusno periodo. Sličnost oscilacijskih krivulj obeh let je precejšnja, le da imajo ritmi v letu 1955 manjše fazne premike. Tako ima prvi ritem sedaj vrednost $3\frac{1}{2}$ dneva, ter je v primeru z letom 1954 oslabiljen. Slabo pa je izražen tretji ritem, ki pa je ohranil prvotno vrednost. Najbolj je izražen ritem $8\frac{1}{4}$ dneva; ta ritem je čist, kakor v letu 1954, vendar je bolj pogost. Če pogledamo uveljavljanje posameznih ritmov, dobimo sledečo sliko:

1. Pri višini 500 mb ploskve blizu normale ali malo nad njo prevladuje absolutno prvi ritem. Po 3 in 4 kratnem uveljavljanju tega ritma sledi daljši ritem in sicer $5\frac{1}{2}$ -dnevni in 7-dnevni ritem.

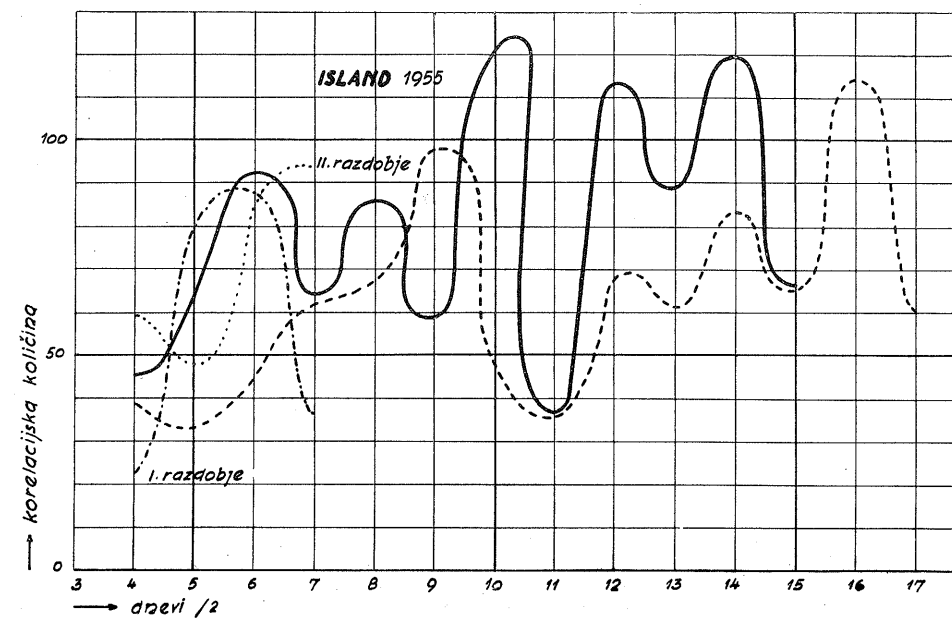
2. Pri višini geopotenciala, ki je precej nad normalo celotnega razdobja, prvi ritem močno oslabi, pojavita pa se predvsem drugi in tretji ritem. Prvi



Sl. 1. — Oscilacijski krivulji za postajo Milano

ritem se pojavi v tem razdobju le redko in še to večinoma zapozneno, t. j. z vrednostjo okoli 4 dni. Če primerjamo periodogramsko analizo z grafično, opazimo še sledeče: dva daljša ritma (nad $5\frac{1}{2}$ dneva se pojavita v času nadnormalne vrednosti višine 500 mb ploskve zaporedoma samo dvakrat. Prav tako je tu opaziti, da si veliki padci višine geopotenciala sledijo v 9, 11, 14 in 19 dnevem razdobju. Opaziti je, da so ti ritmi celi mnogokratniki kratkoročnih ritmov.

Postaja »K« Šips: Postaja leži na področju močnega križanja vplivov polarne fronte in azorskega anticiklona: zaključki periodogramske analize obetajo zato vpogled v področje, ki mora biti, kar se tiče ritmov, precej značilno. Med vsemi ritmi je najpravilnejši $7\frac{1}{4}$ -dnevni ritem. Poleg tega se uveljavlja še več ritmov, med katerimi je omeniti pred vsem 4-dnevni in sorazmerno pogost 2-dnevni ritem. Primerjava obeh let kaže, da se pojavlja 4-dnevni ritem kot zelo pogosto nihanje intervala $3\frac{1}{2}$ do $4\frac{1}{2}$ dni. Močna zakasnitev tega ritma pomeni v naslednjih dneh močan padec višine geopotenciala, ter začenja tedaj delovati $7\frac{1}{4}$ -dnevni ritem. Močan vzpon, ki ga napravi ta ritem na oscilacijski krivulji, ni posledica njegove pogostnosti, temveč tega, da sledijo močni padci pritiska prav v tem ritmu, kar mu seveda da večjo statistično težino. Dalje je še opaziti, da sledita dva večja ritma zaporedoma največ dvakrat. V času, ko je bila postaja pod izrazitimi vplivom azorskega anticiklona, smo imeli 2, 5, 7 in 16-dnevno nihanje, pri čemer pa je $2\frac{1}{2}$ -dnevni ritem pomenil le majhne padce višine 500 mb ploskve.

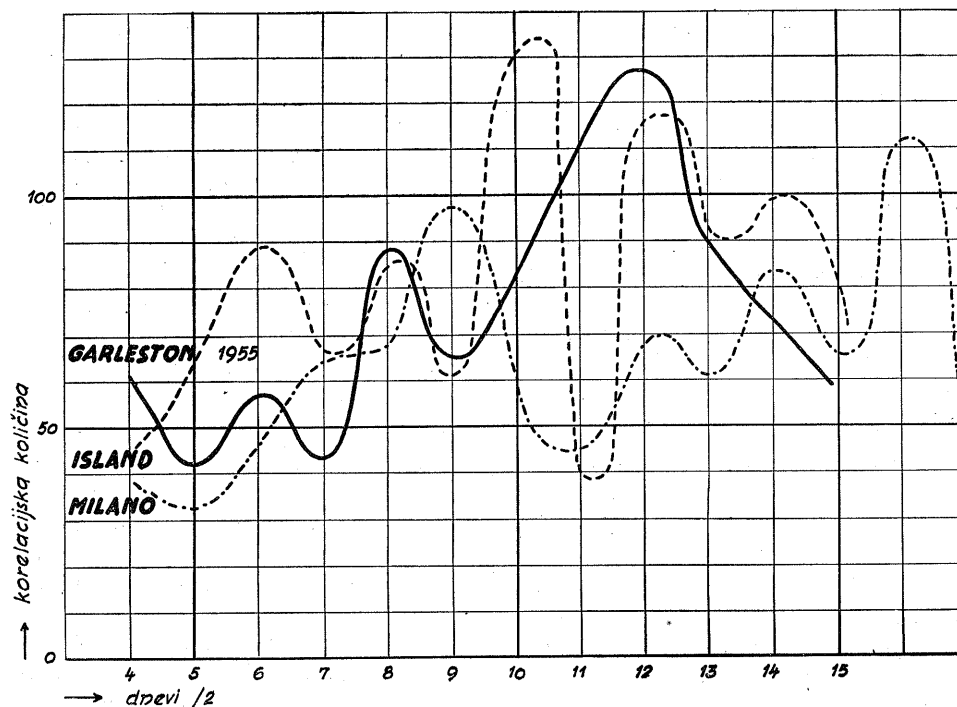
Sl. 2 — Oscilacijski krivulji za postajo Island
(izolečena krivulja pomeni l. 1955, črtkasta pa l. 1954)

Postaja Island: Vse ritme, ki smo jih zasledili pri prejšnji postaji, ima tudi Island, vendar brez faznega pomika. Najizrazitejše je $5\frac{1}{4}$ -dnevni ritem, ki se uveljavlja v primerjavi obeh let kot 5 do 6-dnevno nihanje 500 mb ploskve. Sorazmerno pogost pa je dalje tudi 3-dnevni ritem. Primerjava med oscilacijskima krivuljama obeh postaj nam kaže, da so ritmi na Islandu precej ojačeni, kar si lahko razložimo z njihovim izvorom t. j. s polarno fronto. Razporeditev ritmov z ozirom na srednjo vrednost pritiska je v splošnem enakomerna. Menjavanje posameznih ritmov je na tej postaji najpravilnejše ter je tako dobro opazen zlasti enakomeren prehod od nižjih k višjim ritmom in nato zopet enakomerno k nižjim. Zanimivo je, da je razdalja med glavnimi vrhovi krivulje skoro konstantna in sicer znaša 7 do 8-kratno uveljavljanje nižjih ritmov.

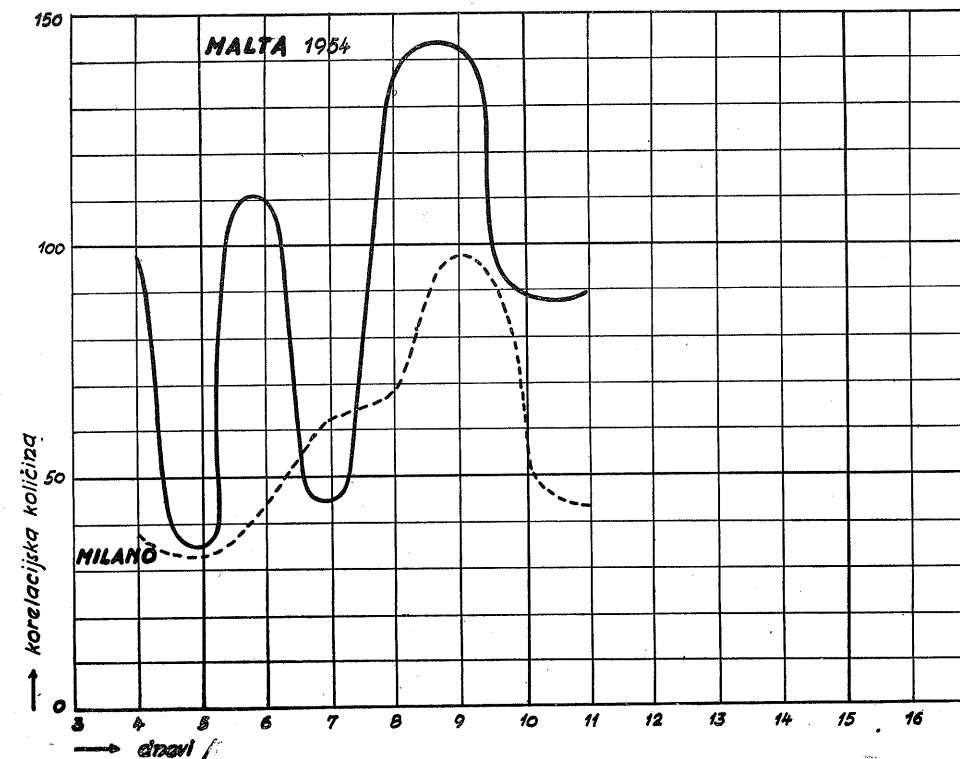
Postaja Lisboa: Oscilacijska krivulja je precej vzporedna oni na Islandu, le da sta slabša sekundarna ritma izginila, med tem ko so glavni vrhovi še ohranjeni. Glavni ritem je zopet $7\frac{1}{4}$ -dnevni, ki pa tu ni čist (maksimum na oscilacijski krivulji je v smeri abcise precej razvlečen). Pojavil pa se je nov, in sicer dvodnevni ritem, ki je sorazmerno močan. Obdelava tega ritma v funkciji srednjih odklonov višine 500 mb ploskve kaže, da se pojavlja ta ritem sorazmerno v ozkem intervalu odklona, in sicer ima maksimum uveljavljanja blizu srednjega odklona — 2 dekametra. Vobče kaže ta postaja pogosto uveljavljanja kratkih ritmov, t. j. onih pod 5 dni. Tudi na tej postaji velja 7-dnevni ritem predvsem za močnejše pade višine 500 mb ploskve.

Postaja »Šips-J«: Postaja leži približno na sredini med Islandom in Azori, tedaj na področju, ki je pod stalnim vplivom dogodkov na polarni fronti. Oscilacijska krivulja kaže maksimalno nihanje izmed vseh obdelanih postaj. V primerjavi s krivuljo Islanda ugotovimo v splošnih potezah podobno, le da so nižje oscilacije močnejše, višje pa slabše izražene. Zanimivo je, da so vse oscilacije te postaje za pol dneva večje kakor na Islandu. Sprva sem mislil, da je to posledica neke sistematične napake v računanju, vendar se je izkazalo, da so računi pravilni. Precejšnje razlike kaže postaja pri uveljavljanju ritmov glede na srednjo vrednost višine 500 mb ploskve. Pri nizki povprečni vrednosti višine 500 mb ploskve razdobja se uveljavlja poleg omenjenih še $8\frac{1}{2}$ -dnevno nihanje. Pri visokem pritisku nižji ritmi praktično odpadejo, prične pa delovati 11 do 12-dnevno nihanje in 20 do 22-dnevno nihanje. Tedaj je postaja običajno pod vplivom proti severu razraščene grebena azorskega anticiklona.

Postaja Garleston: Oscilacijska krivulja kaže v primerjavi z Islandom pri nižjih ritmih sličnost, le da so ritmi manj izraziti. Prav tako se pojavi le slabotno dvodnevno nihanje. Nihanje v intervalu med 5 in $6\frac{1}{2}$ dni pa je na tej postaji tako močno, da izstopa kot izrazit širok maksimum, ki združuje oba istoležna maksima na krivulji za Island. Zato je 7-dnevni ritem na tej postaji oslavljen, ter se uveljavlja s faznim pomikom na $7\frac{1}{2}$ dni. Pripomnil bi, da omenjena združitev dveh ritmov na tej postaji ni navidezna, t. j. kot posledica preširokih ekvidistančnih intervalov v zaporedju poiskusne periode, ker sem



Sl. 3 — Oscilacijske krivulje za postaje Milano, Island in Garleston



Sl. 4 — Oscilacijska krivulja postaje Malta

računal matrice tudi za posamezne decimalne intervale. Na postaji se utegne grafično zaslediti 10-dnevni ritem, ki ga pa matematična analiza ne daje. Verjetno je vzrok v tem, da se pojavi ritem le pri velikih nihanjih geopotenciala, vendar predstavlja enkrat razmah med dvema minimuma, drugič pa med minimum in izrazitim maksimum.

Postaja Azori: Končno potrditev tega, da pripadajo do sedaj obravnavani ritmi vsaj po veliki večini aktivnosti polarne fronte, nam da obdelava postaje, na katero ima valovanje polarne fronte v obravnavanem razdobju majhen vpliv. Tako smo n. pr. imeli v letu 1954 le 3 izrazite prodore hladnega zraka, v letu 1955 pa samo 2. Oscilacijska krivulja se v primerjavi z ostalimi postajami zelo razlikuje, ter kaže majhna nihanja. Tako imamo slaboten $2\frac{1}{2}$ -dnevni ritem in nekoliko močnejše $4\frac{1}{2}$ in $5\frac{1}{2}$ -dnevno nihanje. Nato se pojavi še slaboten 8-dnevni ritem pri visokem pritisku pa še 12-dnevni. Zanimivo je, da daje primerjava med obema letoma manj sličnosti kot pa primerjava pri ostalih postajah. Tako kaže leto 1955 manjša nihanja kakor leto 1954. Glavni ritem je bil leta 1954 4-dnevni, leta 1955 pa $3\frac{1}{2}$ -dnevni, vendar manj izrazit. Tudi 8-dnevni ritem se je pojavil v letu 1955 kot 9-dnevni, medtem ko je 12-dnevni ritem ohranjen. Kratkoročni ritmi so na tej postaji torej nezanesljivi.

Postaja »Malta«: Postaja je približno v istem širinskem pasu kot Azori, vendar je njena oscilacijska krivulja povsem drugačna. Postaja nam daje močna nihanja, ki so pod vplivom polarne fronte. Dobro je opazen močan 2-dnevni ritem, ki nastopa na meji polarne fronte in ki ga s približno isto frekvenco daje tudi postaja Lisbona. Najmočnejši ritem je $4\frac{1}{4}$ -dnevni, nekoliko slabši pa je senkundarni 3-dnevni ritem. Sorazmerno pogost je dalje 6-dnevni ritem. V času nižjega pritiska pa se uveljavlja med močnejšimi padi višine 500 mb ploskve 15 do 16-dnevni ritem. Dalje je opozoriti, da se v aprilu in maju redno uveljavlja 3-dnevno nihanje, ki ga sicer oscilacijska krivulja ne daje preveč izrazito in to zato, ker v poznejšem času ta ritem usahne.

Splošni zaključki periodogramske analize omenjenega razdobja so:

1. Atlantski vremenski režim (aktivnost polarne fronte) se uveljavlja s tremi izrazitimi kratkoročnimi ritmi in sicer najizrazitejšim 7-dnevnim, nato 3 do 4-dnevnim ritmom in enotnim $5\frac{1}{2}$ -dnevnim ritmom. Oscilacijske krivulje kažejo za ta vremenski režim posebno značilni potek.

2. V mesecu juniju, juliju in avgustu se ob stabilizaciji visokega zračnega pritiska pojavlja precej pogosto 11-dnevni ritem.

3. Žarišče 7-dnevnega ritma je za obdelano področje blizu Biskajskega zaliva. Izolinije iste intenzitete tega ritma predstavljajo zaključeno polje nad vzhodnim Atlantikom.

4. V območju višjega pritiska se poveča vrednost ritmov za eno polovico do 1 dan, in to predvsem pri nižjih ritmih.

5. Na meji aktivnosti polarne fronte se pričinja močno uveljavljati dvodnevni ritem. Izolinije tega ritma kažejo na žarišče v Sredozemlju. Isti ritem se pri visoki vrednosti višine 500 mb ploskve pojavi tudi na severnejših postajah, razen na Islandu. Zanimivo je, da tega ritma ne kažejo Azori ter ga zato ni mogoče pripisati aktivnosti subtropskih anticiklonov.

6. Izrazito področje subtropskih anticiklonov nima čistih kratkoročnih ritmov. Nekoliko izstopa 5-dnevno nihanje. Izmed daljših ritmov se pojavlja 12-dnevni. Ritmi polarne fronte tu ne delujejo.

7. Območje ritmov polarne fronte zajema tudi Sredozemlje in Pirenejski polotok, vendar so tu krajši ritmi okrepljeni.

8. Med letom 1954 in 1955 ni v pojavljanju ritmov večjih razlik. Pojavijo se samo udušitve slabih ritmov, med tem ko ostanejo osnovni ritmi z manjšo fazno razliko (običajno do $\frac{1}{2}$ dneva).

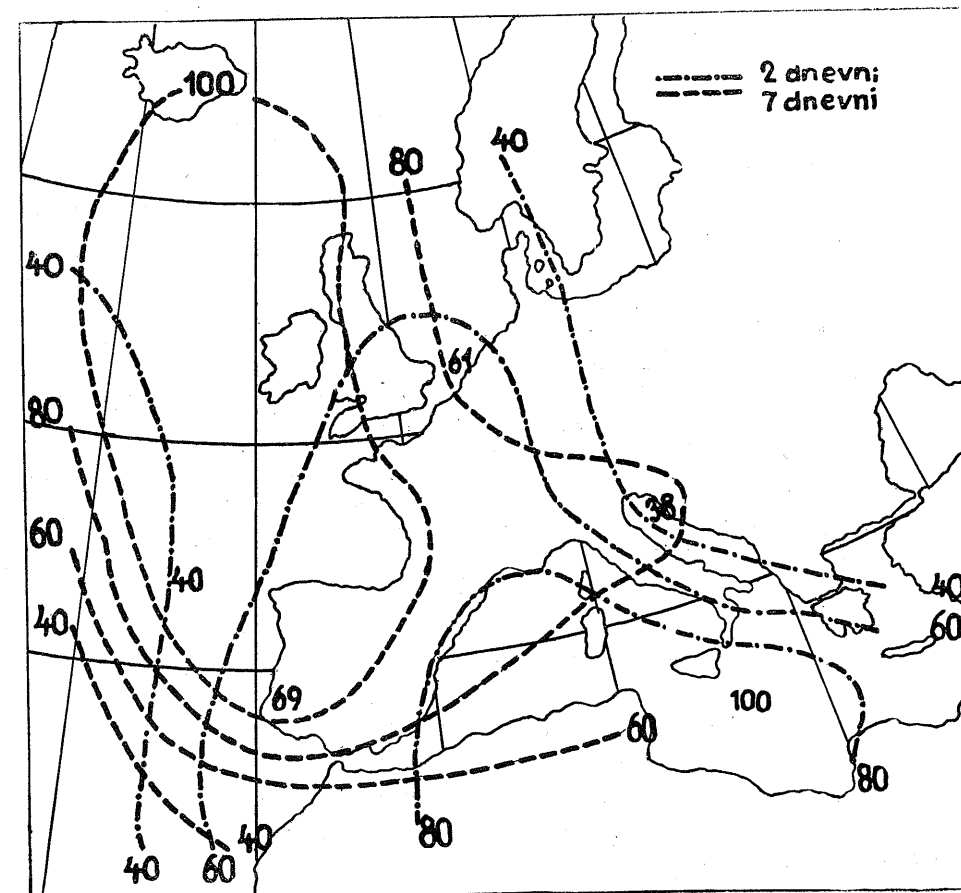
9. »Šips-J« daje za vse ritme fazni plus $\frac{1}{2}$ dneva.

10. Nad Britanijo in severovzhodnim Atlantikom ter zahodno Evropo se ispremeni prvotni 7-dnevni ritem v 6-dnevni.

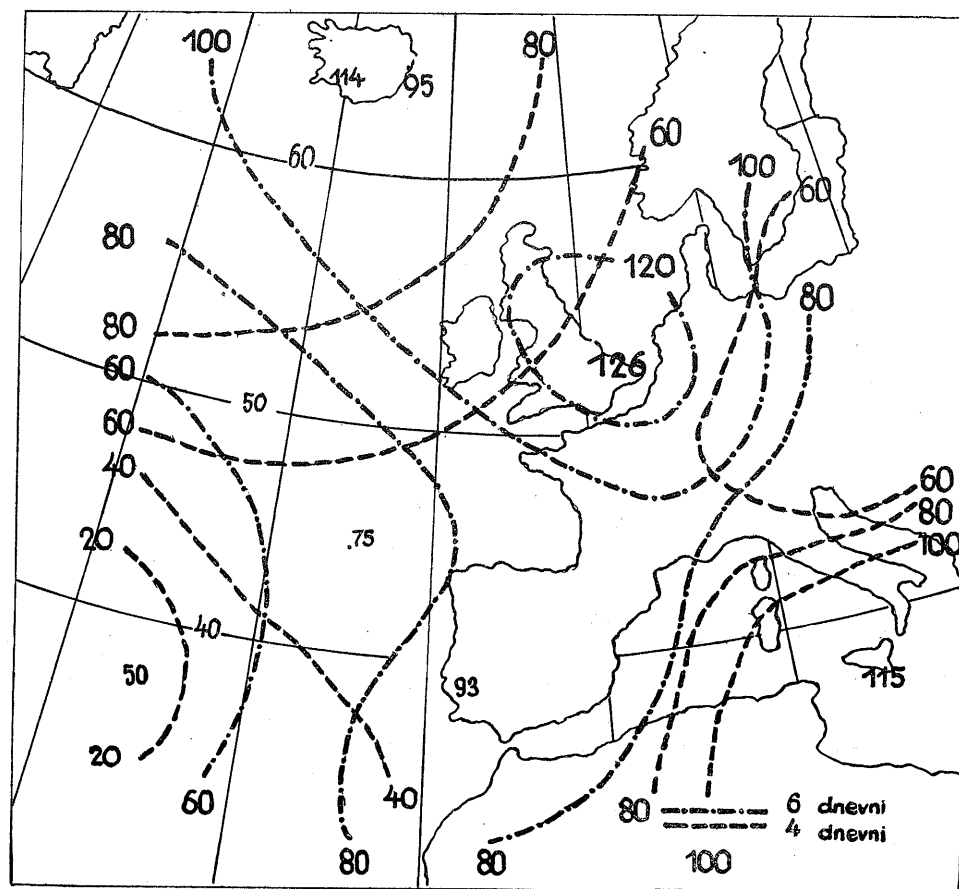
11. V pojavljanju posameznih ritmov nad določeno postajo je nekaj zakonitosti, ki so opisane pri obdelavi za posamezne postaje. Zlasti je opozoriti na odvisnost posameznih ritmov od srednjega pritiska. Nižji ritmi pri višjem srednjem pritisku pojenjajo ter dobijo v področju za $\frac{1}{2}$ dneva večjo vrednost. Pojenjanje pa ni linearno, temveč obstoji neki optimalni odklon od srednjega pritiska: pri tem odklonu se ritem najmanj uveljavlja. Pri še večjem odklonu, se ritem ponovno pojača. Dalje, ritme nad 6 dni v splošnem ni bilo mogoče na ta način prikazati, ker bi morali vzeti večje število podatkov, to pa bi bilo v nasprotju s predpostavko, ki smo jo omenili v uvodu.

12. Oscilacijske krivulje kažejo sorazmerno ostre konice, v nekaterih primerih dobimo širši pas vzpona, kar kaže da ritem ni stalen, t. j. da niha; odkloni niso večji od enega dne. V primerjavi z oscilacijskimi krivuljami nekaterih ne meteoroloških obdelav (geomagnetizem, svetilnost zvezd spremenljivk) opažamo, da je plato naših oscilacijskih krivulj sorazmerno dvignjen, kar kaže na določene nepravilne menjave, ki razumljivo motijo izstopanje ritmov.

Če povežemo kraje z enako korelacijsko količino določenega člena periodičnega zaporedja, tedaj dobimo krivulje, ki nam kažejo na mesta, kjer je določeni ritem najbolj pogost. Te krivulje bi morda imenovali izakorelate, čeprav tega izraza v literaturi nisem zasledil. Ritmi do vključno 4 dni imajo svoj maksimum v južni Evropi in zlasti v Sredozemlju. Pogost dvodnevni ritem je močan v Sredozemlju in deloma tudi nad zahodno Evropo. Višji ritmi imajo svoj maksimum predvsem v Islandskem rajonu in nad Britanijo.



Stiki 5 in 6 prikazujeta potek krivulj, na katerih se posamezni ritmi uveljavljajo približno z isto frekvenco



Glej sliko 6!

Glavno 7-dnevno nihanje ima široko maksimalno področje in sicer nad vzhodnim Atlantikom in jugozahodnim delom kontinenta.

13. Obdelava je pokazala, da med obdelanima razdobjima dveh let ni opaziti večjih razlik oscilacijskih krivulj. Iz tega lahko vsaj do neke mere sklepamo, da so kratkoročni ritmi v povprečju funkcija geografske lege postaje ali točneje povedano, da zavisijo od povprečne lege polarne fronte. Tako kažeta na primer postaji Azori in Malta na istem širinskem intervalu močno različni oscilacijski krivulji. Verjetno je to posledica povprečne lege polarne fronte v toplem obdobju leta.

Karte za višje člene periodičnega zaporedja ni mogoče naznačiti. Na nekaterih postajah ni bilo namreč mogoče s periodogramsko analizo iti dalje od 14 členov. Vzrok je v previsoki srednji vrednosti višine 500 mb ploskve. V tem primeru moramo namreč nastaviti matrico, ki prehitro izčrpa vse člene zaporedja višine 500 mb ploskve. Morali bi vzeti še podatke za nadaljnje mesece (oktober in november).

Literatura:

1. Whittaker — Robinson; The calculus of observations, 1948.
2. Hewson: Meteorology.

SUMMARY

In the discussion the oscillation of the altitude of 500 mb level of the two successive warm halves of the year (from 1st April till 30th September of the year 1954 and 1955) is treated as an example of the use of the statistic mathematics when dealing with synoptic material. The author dealt with the particulars about the altitude of 500 mb level by means of periodogrammatic analysis. The object of this method is to get the oscillatory curve whose maximums indicate the rhythm of oscillation. Further the author wanted to find out these rhythms' appearances in dependence on how great the deviation of the altitude of 500 mb level of the average of a given period is.

Mathematically explained the method is, to be short, as follows: temporally equidistantly ordered particulars of the altitude of 500 mb level I consider a succession (1). We want to define the periodicity of this succession. Let us consider the most general case, namely, that this periodicity is evident also in a succession marked by (2) — experimental period. We must find out whether there is a correlation between the succession (1) and the succession (2). In this case the correlation — as we have nothing to do with the normal order of particulars — is best defined by relative quotient given by the integral. The further procedure is clear: for every part of the experimental period a matrix must be made (3), of course, we must take enough observational material to fill the matrix. At the final procedure we are looking for the standard deviation of the succession of mean values (which we got by summing up the vertical lines of the matrix and then by dividing the sums by arithmetical mean) divided by the standard deviation of the succession of the altitude of 500 mb level. Now we inscribe in the diagram the parts of experimental period (2) on the abscissa and the corresponding relative quotients on the ordinate. The tops of this oscillatory curve indicate the rhythms. With regard to available particulars of the altitude of 500 mb level, strictly speaking, with regard to purposely chosen period of the warm halves of the year it was possible to obtain in this way only short-lasting rhythms viz. the average ones from 2—10 days, in some cases also some more. Because of the control also a graphic analysis of the curve of the altitude of 500 mb level was made; this one permitted a less precise insight into a little longer rhythms, yet not longer than 20 days approximately.

The particulars of the altitude of 500 mb level were taken for the period of time from 4 a. m. to 4 p. m. from the charts of 500 mb topography. The common characteristic of the examined period is that we can neglect the influence of the continents cooling and in this way two basic reasons for significant oscillations of the altitude of 500 mb level are left: 1. dynamics of the polar front, 2. activity of the subtropical anticyclons. In this way the region which is of influence on the occurrences in our country, in the sense of short-lasting rhythms, was dealt with. The following stations were taken into examination: Island, Garleston, Azores, Ships »J« and »K«, Lisbon, Milan and Malta.

The general conclusions got by the periodogrammatic analysis of the above mentioned period are given in stations. The rhythms as regards the time value and the estimation of their frequency are given there. But in the following heading only the general conclusions of the treatment are given:

(1) The Atlantic weather regime asserts itself with 3 typically short-lasting rhythms, the most typical being the one of 7 days, then with the one being of 3—4 days, and in some station also with 5½ days' rhythm. The oscillatory curves show the especially characteristic course of this weather regime.

(2) In June, July and August the 11 days' rhythm pretty often appears with the stabilisation of the high air pressure.

(3) The focus of the 7 days' rhythm is for treated region near the bay of Biscay. The isolines of the same intensity of this rhythm represent a closed field over the eastern Atlantic.

(4) Within the limits of the high pressure the value of rhythms gets increased for $\frac{1}{2}$ —1 day, first of all with lower rhythms.

(5) On the border of the activity of polar fronts the two days' rhythm begins to assert itself very much. Isolines of this rhythm indicate the focus to be in the Mediterranean. At the higher pressure this rhythm appears also in the districts lying more to the North, Azorian region, however, does not show this rhythm and consequently we cannot consider it to be in any connection with the activity of tropic anticyclons.

(6) The typical region of the subtropic anticyclon has no clear short-lasting rhythms. A little more outstanding are 5 and 12 days' oscillations.

(7) The area of rhythms that obviously belong to the polar front includes also the mediterranean and Pyrenean Peninsula, the shorter rhythms, however, are strengthened here.

(8) Between the years 1954 and 1955 there are no considerable differences in these rhythms' appearance. There appear only the suppressions of weak rhythms whereas the basic rhythms may have a phasic difference, generally, up to $\frac{1}{2}$ day.

(9) Ship »J« indicates the phasic shift plus $\frac{1}{2}$ day for all the rhythms.

(10) Over Great Britain and the northeastern Atlantic as well as over western Europe the primary 7 days' rhythm is changed into 6 days' one.

(11) There are some laws in the appearance of the single rhythms over a given station. Above all the attention is to be drawn to the dependence of the particular rhythms on the mean pressure. Lower rhythms at the higher pressure are getting decreased and gain $\frac{1}{2}$ day on an average. The diminution is not lineary, there exists a certain optimal deviation from the mean pressure, though: With this deviation the rhythm comes to the least power. With the still greater deviation, however, the rhythm gets strengthened again. At some stations it was impossible to examine the rhythms, longer than 6 days, by means of the periodogrammatic analysis because a larger number of particulars should have been taken to lay the matrix. But this would be contrary to the condition we mentioned in the introduction.

(12) The rhythms up to and including 4 days have their maximum in the Mediterranean. A frequent 2 days' rhythm is strong over the Mediterranean and partly over western Europe. Higher rhythms, however, have their maximum first of all over Island region and Great Britain. The main 7 days' oscillation has a wide maximal region namely over the eastern Atlantic and southwestern part of the continent.

(13) Our treatment showed that during the examined periods of two years no considerable differences of the oscillatory curves are to be noticed. Therefrom we can conclude, at least to some extent, that on an average the short-lasting rhythms are the function of the geographical position of the station, or to be preciser, they depend on the average position of the polar front. So, for instance, the station Azores and Malta show on the same latitude interval two very different oscillatory curves. This is likely to be the consequence of the average position of the polar front in the warm period of the year.

**KRATKO POROČILO O METODI DOLGOROČNIH PROGNOZ NA OSNOVI
LOKALNIH — KLIMATOLOŠKIH PODATKOV**

**A SHORT REPORT ABOUT THE METHOD OF PROGNOSSES FOR A LONGER
PERIOD ON THE BASIS OF THE LOCAL CLIMATOLOGICAL PARTICULARS**

V. MANOHIN

551.509.33

Kakor je znano, znanost priznava obstoj lokalnih vremenskih znakov, ki se morejo uporabiti za kratkoročne vremenske napovedi. Tako je n. pr. Rössby podal obsežno poročilo o krajevnih znakih in je poudaril njihovo veliko praktično vrednost. Podobno je znani sovjetski sinoptik Dzerdzejevskij poudarjal važnost poznavanja krajevnih znakov za vsakega sinoptika (1). Tehnika napovedovanja vremena za kratek rok po krajevnih znakih ni doživela svojega pravega razvoja, kajti ta razvoj je nagla rast sinoptične metode napovedovanja prehitela.

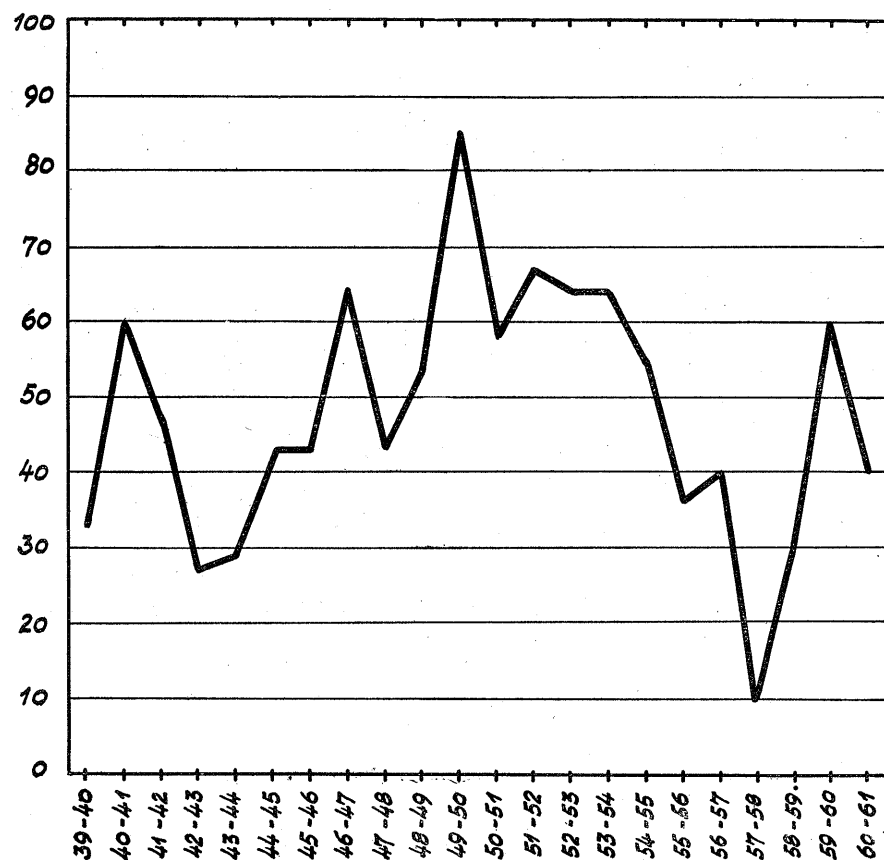
V zvezi z nedvomnim obstojem krajevnih vremenskih znakov, ki morejo napovedovati vreme za kratek rok, se postavlja možnost obstoja tudi onih krajevnih znakov, ki morejo napovedovati vreme za dolgo dobo. Iz nekega stališča bi bilo celo nujno zagovarjati obstoj krajevnih znakov dolgoročnih vremenskih procesov, kajti ti procesi so plod večmesečne predpriprave. Razkrivanje tovrstnih znakov pa je možno na osnovi statistične proučitve dovolj dolgega opazovalnega razdobja. Oglejmo si na kratko rezultat tovrstne proučitve ljubljanskih podatkov, ki so stari že 106 let.

1. Lahko najdemo ritem hladnih zim, ki traja 49 do 50 let: seznam hladnih zim, t. j. zim, ki imajo vsoto negativnih srednjih dnevni temperatur 250°C ali več, pri čemer so izključene one, ki so bile mrzle samo v decembru.

1854 — 55 čez 50 let 1904 — 05 čez 49 let 1953 — 54
1857 — 58 čez 49 let 1906 — 07 čez 49 let 1955 — 56
1859 — 60 čez 49 let 1908 — 09
1863 — 64 čez 50 let 1913 — 14
1875 — 76 čez 50 let 1925 — 26
1879 — 80 čez 49 let 1928 — 29
1887 — 88
1890 — 91 čez 49 let 1939 — 40
1892 — 93 čez 49 let 1941 — 42
1894 — 95 čez 50 let 1944 — 45
1900 — 01
1946 — 47.

Ta ritem pride do izraza, ako naredimo preizkušnjo verjetnosti ponovitve hladne zime po preteku nekega v naprej poljubno zadanega časovnega razdobja. To vrstna analiza verjetnosti za vsa razdobja od 39—40 let do 60—61 let, je pokazala izraziti maksimum verjetnosti razdobja 49—50 let, kjer doseže verjetnost 0,85 odnosno 85 %. Verjetnost 60—67 % imajo še razdobja 40—41, 46—47, 51—52, 52—53 in 53—54 ter 59—60. Vendar vse znane ekstremne hladne zime, ki so bile le tri, so se pojavile v razdobju 49—50 let, namreč 1829—30 /2/, 1879—80 in 1928—29. Omembe vredno dejstvo je pojav negativnih ritmov, ki pomenijo visoko verjetnost, da opazovani hladni zimi ne bo sledila po preteku tistega razdobja zopet hladna zima. Sem spada razdobje 57—58 let, ki z 90 % verjetnostjo izključuje ponovitev hladne zime.

2. Domneven obstoj 82—85 letnega ritma srednjih zimskih temperatur. Zima 1946—47 v tem ritmu odgovarja zimi 1863—64.



Sl. 1 — Verjetnost ponovitve hladne zime po preteku navedenega števila let

Odklon srednjih zimskih temperatur od povprečka

I		II		II minus I
1851—52	—0.3	1934—35	1.6	1.9
1852—53	2.4	1935—36	3.8	1.4 L'
1853—54	—1.4	1936—37	0.9	2.3 K'
1854—55	—1.5	1937—38	—0.3	1.2 I'
1855—56	—0.4	1938—39	1.6	2.0 H'
1856—57	—1.8	1939—40	—3.2	—1.4 G'
1857—58	—5.4	1940—41	—2.2	3.2 F'
1858—59	0.6	1941—42	—2.4	—3.0 D'
1859—60	—1.5	1942—43	1.9	3.4 C'
1860—61	—0.2	1943—44	1.2	1.4 B'
1861—62	—0.8	1944—45	—0.3	0.5 A'
1862—63	1.5	1945—46	1.7	0.2 A
1863—64	—3.0	1946—47	—2.6	0.4 B
1864—65	—1.3	1947—48	2.6	3.9 C
1865—66	1.5	1948—49	1.3	—0.2 D
1866—67	2.1	1949—50	1.3	—0.8 E
1867—68	—0.6	1950—51	2.7	3.3 F
1868—69	3.3	1951—52	—0.3	—3.6 G
1869—70	—1.2	1952—53	—0.1	1.1 H
1870—71	—1.8	1953—54	—1.7	0.1 I
1871—72	—1.1	1954—55	2.8	3.9 K
1872—73	1.2	1955—56	—0.5	—1.7 L

Četudi sličnost obeh kolon ni velika in nikakor ne potrjuje obstoj 83-letnega ritma, moremo to nesličnost razlagati kot posledico kolebanja ritma med 82 in 85 leti. Če odštejemo od kolone II kolono I, dobimo razliko med vrstami II in I. Ta vrsta ima precejšnjo stopnjo simetrije (glej skico 2.).

Obstoj simetrije podpira domnevo o realni eksistenci 82 do 85-letnega ritma. Malo verjetno je, da bi bila razporeditev 10 členov kolektiva v določenem redu le igra slučaja. Nadaljni potek ritma daje podlago misli o skrajšanju ritma v novejših letih na interval 82 let, (primerjaj krivuljo I in II na skici št. 2.).

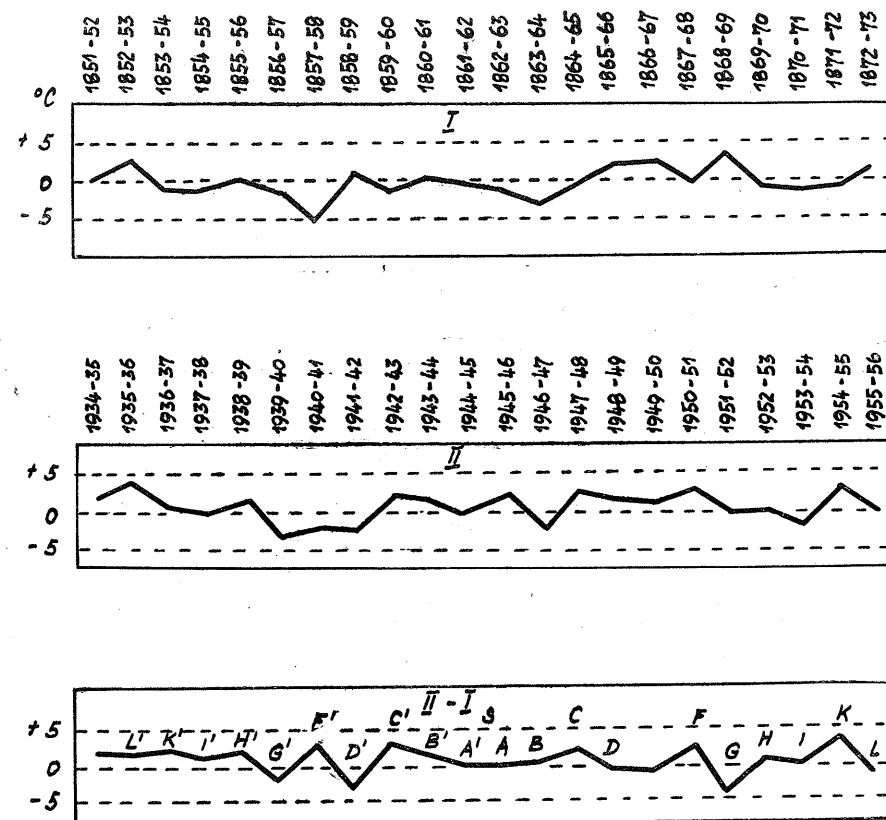
3. Opaža se obdobja zrcaljenja v krivulji množine padavin in srednje temperature tromesečja: junij, julij, avgust:

Odklon množine padavin in srednjih temperatur od povprečja za tromesečje junij, julij, avgust

Padavine		Temperatura	Padavine		Temperatura
1871	93	-0.9	1926	185 d'	-1.6 C'
1872	76 H'	-0.6 H'	1927	— 1 c' G'	0.2 B'
1873	-132 G'	0.5 G'	1928	-128 b' F'	0.9 A'
1874	63 F'	0.2 F'	1929	20 a' E'	0.7
1875	40 E'	0.4 E'	1930	52 s	0.0 S
1876	145 D'	-0.3 D'	1931	— 50 a D'	0.7 A
1877	-149 C'	0.9 C'	1932	-187 b C'	0.4 B
1878	187 B'	-0.4 B'	1933	— 86 c B'	-0.8 C
1879	— 97 A'	-0.1 A'	1934	256 d A'	-0.2
1880	92 S	-0.4 S'	1935	-108	0.8
1881	— 23 A	-0.2 A	1936	— 32	-0.1
1882	205 B	-1.3 B	1937	256 A	0.0
1883	-138 C	-0.4 C	1938	— 1 B	0.6
1884	241 D	-1.4 D	1939	-112 C	0.3
1885	40 E	0.0 E	1940	95 D	-1.0
1886	46 F	0.0 F	1941	67 E	-0.6
1887	— 47 G	0.8 G	1942	-143 F	-0.3
1888	176 H	0.1 H	1943	24 E' G	0.4
1889	80	0.5	1944	— 91 D'	0.1 E'
			1945	— 6 C'	0.7 D'
			1946	-144 B'	0.8 C'
			1947	-137 A'	1.7 B'
			1948	207 S	-0.9 A'
			1949	-102 A	-0.5 A
			1950	-132 B	2.3 B
			1951	— 58 C	0.5 C
			1952	— 90 D	1.6 D
			1953	— 69 E	-0.2 E

Na skici številka 3 je prikazano zrcaljenje odklona poletnih padavin v razdobju 1871 do 1888. Zrcaljenje je tako izrazito, da skoraj onemogoča dvom v realnost pojava. Podobna zrcaljenja so se dobila tudi v kasnejših razdobjih.

Četudi klasične statistike z njenimi kriteriji ne moremo uporabiti v svrhu dokaza realnosti pojava zrcaljenja, kajti kolektiv je prekratek, se moremo nasloniti na logiko: ni si mogoče zamisliti, da bi slučaj razporedil 5—6 neodvisnih številok v nekem vnaprej določenem redu! — saj pet številok se da razporediti na $5 \times 4 \times 3 \times 2 \times 1 = 120$ načinov! K temu je treba še dodati, da je količina padavin že sama po sebi nestabilna vrednost, ker morejo dati krajevne

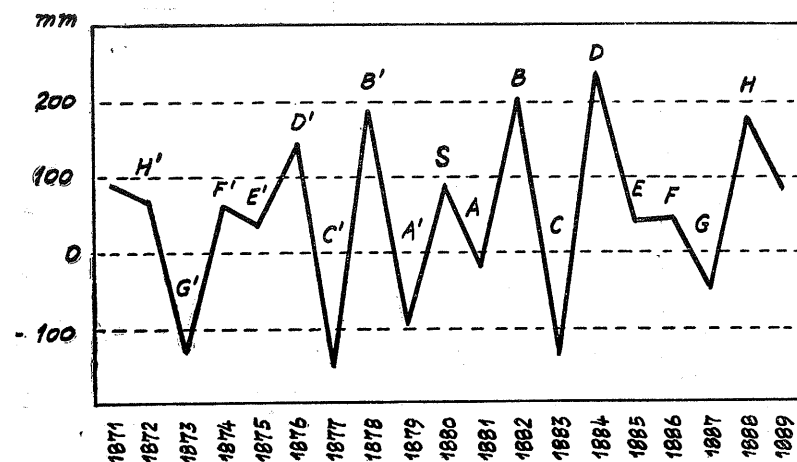


Sl. 2 — I in II = vsota odklonov povprečnih mesečnih temperatur za dec. + jan. + febr. — II—I = razlika med obema krivuljama

plohe velike razlike na majhni vodoravni razdalji. Bolje bi bilo za raziskovanje ritmov in zrcaljenj v padavinah jemati število dni s padavinami namesto količine padavin.

Podobne, t. j. začasno periodične ali simetrične poteke glavnih meteoroloških elementov moremo dobiti tudi pri drugih letnih časih n. pr. za tromesečje: maj, junij, julij. To dejstvo nam omogoči izkoriščanje začasnih zakonitosti za izdelavo sezonske prognoze. Postopek pa je naslednji: a) ekstrapoliramo na

podlagi najdenih simetričnih točk ali ritmov, še naslednji člen kolektiva; b) letnice, ki ustrezajo kot analogne faze prognozirane sezone, analiziramo v več mesečnem poteku glavnih meteoroloških elementov. Če ne najdemo paralelizma s tekočimi podatki, ga poskusimo doseči s faznimi premiki korespondentnih krivulj. Če tudi to ne privede do paralelizma, ga iščemo v sosednjih letnicah, ker je možno, da simetrija preskoči eno letnico ali da se nasprotno zadrži za eno leto. Končno ekstrapoliramo na osnovi najdenega paralelizma



Sl. 3 — Simetrija poletnih padavin v dobi 1871—1889

nekaj členov kolektiva. Isto operacijo izvajamo na osnovi drugih zrcaljenj ali ritmov (n. pr. za napoved zime uporabljamo komparacijo 49—50-letnih ritmov z 82—85-letnimi in ustreznih analognih letnikov /3/, za napoved poletij pa zrcaljenja, veljavna za tromesečje junij, julij, avgust in za tromesečje maj, junij, julij). Tako dobimo večje število večjih vrednosti, ki so ekstrapolirane na osnovi povsem različnih, t. j. medseboj neodvisnih ritmov, zrcaljenj in paralelizmov. Če so vse ekstrapolirane vrednosti v bistvu ne razlikujejo, moremo dobljene vrednosti smatrati za prognostične vrednosti (eventuelno naredimo srednjo vrednost iz posameznih ekstrapoliranih vrednosti). V primeru nesoglasij med posameznimi vrednostmi skušamo s faznimi premiki doseči soglasje. Temu primerno se določi prognostična vrednost. Praviloma ekstrapolirane vrednosti se med seboj dobro ali zadovoljivo ujemajo (glej na primer Wetter und Leben, december 1953 o prognozi za zimo 1953—1954). Od leta 1953 se redno na tej osnovi izdelujejo prognoze za zimo, ki so objavljene v avstrijskem meteorološkem časopisu »Wetter und Leben«. Nadaljna raziskovanja so v teku.

Drugo poglavje tvori izdelava dolgoročnih napovedi za krajša razdobja n. pr. za 10 dni. Osnova teh napovedi so singularitete. Singularitete se pri tem ugotavljajo na podlagi najnovejšega desetletja, kajti daljša razdobja zaradi

sprememb in fluktuacije klime ne dajejo realnih singularitet /4/. Učinek slučajnosti, ki nujno nastopa v kratkih kolektivih, presojamo tako: Če je na primer zaporedno trikrat ali še večkrat nastopila podobna vremenska sprememba na istem datumu, n. pr. 15. septembra, potem ta pojav ne more biti slučajen. Pri tem ne smemo zahtevati absolutno točnost datuma, temveč dopuščamo kolebanje do \pm enega dneva. Singularitete je možno jemati tudi po pontadah /5/. Postopek izdelave napovedi na osnovi singularitet je naslednji: Primerjamo potek vremena s potekom singularitet, pri čemer razlikujemo tri možnosti: 1. Vreme se ujema s singularitetami. 2. Vreme se ne ujema s singularitetami in je slabo, t. j. padavinsko. 3. Vreme se ne ujema s singularitetami in je lepo. Prognoza predpostavlja še nadaljni potek tistega vremena, dokler se ne pojavijo znaki za prehod iz enega vremenskega režima v drugi. Kakšni pa so ti znaki? — Če imamo tip vremena številka 1, potem pred preobratom vremena prične soglasje med singularitetami in tekočim vremenom popuščati. Pri tem razlikujemo dve osnovni možnosti: a) Vremenske spremembe na slabo vreme prično prehitovati ustrezne singularitete; b) vremenske spremembe na slabo vreme prično kasneti v primeru z ustreznimi singularitetami. V prvem primeru moremo pričakovati preobrat na vremenski režim številka 2, v drugem pa na vremenski režim številka 3. Važno je tudi upoštevati jakost delovanja singularitet: Pred slabim vremenom so singularitete slabega vremena ojačane in nastopajo prezgodaj, pred nastopom lepega vremena so singularitete lepega vremena ojačane in nastopajo prezgodaj, medtem ko singularitete slabega vremena izostajajo ali so oslABLJENE in se pojavljajo z zamudo. Čas preobrata iz enega vremenskega režima v drugi skušamo določiti po času nastopa močnih ustreznih singularitet, po eventuelnih ritmih, ki se opažajo v tekočem vremenu in končno po analogijah v arhivu podatkov. Preobrat vremena s tipa številka 2 v tip številka 3, se manifestira v naslednjih znakih: 1. singularitete deloma oživijo; 2. pojavijo se močne, če tudi kratkotrajne (en do dva dni trajajoče) razjasnitve. Preobrat z deževja na sušo pa se včasih izvrši šele po recedivu padavin, t. j. po izpadanju izredno velike količine padavin v krajšem časovnem razdobju. Takoj nato, kod bi odrezalo, sledi vztrajno suho vreme, n. pr.:

Januar 1952

Pentade:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—31
Odklon mn padavin od povprečka v %	233	17	115	167	32	460

Februar 1952

Pentade:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—29
Odklon mn padavin od povprečka v %	358	0	967	0	0	3

Po recedivu v tretji pentadi februarja (med 11. in 15. febr.) je nastopila suša, ki je trajala vso pomlad.

Drugi primer:

	Maj 1951							Junij 1951									
Pent.:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25
Odklon mn	121	192	75	151	25	18	52	170	39	0	9						
padavin v %								Nadaljevanje: 26—30									
								8									

Tudi v tem primeru je po recedivu v drugi pentadi junija nastopilo dolgotrajno razdobje lepega suhega vremena:

Leta 1954 se to pravilo ob priliki močnega deževja v maju in juniju ni dovolj uveljavilo:

	Maj 1954							Junij 1954						
Pent.:	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—31	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30		
Odklon %	203	159	53	209	34	0	312	91	19	59	91	314		

Kot se vidi iz tabele, bi bilo možno smatrati za recidiv, deževje v četrti pentadi maja, nato v prvi pentadi junija, končno pa v zadnji pentadi junija. Po nobenem izmed njih se vreme ni ustalilo.

Razlaga napovedi vremena po singularitetah je naslednja: Ko se singularitete dobro uveljavljajo, imamo vremenski režim normalne spremenljivosti. Kadar se ustali kakšen drug vremenski režim, ki ima stabilni značaj, singularitete odpovedo. Ko prične stabilnost popuščati, singularitete postopno oživijo. Prehod iz enega ekstremnega režima v drug ekstremni režim (n. pr. z deževja na sušo) mora preiti vmesno fazo, t. j. stanje, ki je ugodno za singularitete. Tako moremo smatrati singularitete kot dober indikator stalnosti vremenskih režimov. V tem je njihova prognostična vrednost. Kakšen pa je rezultat? — Po lastni oceni zadnjih štirih let se iz treh napovedanih vremenskih sprememb dve uresničila, kar je za praktične namene dovolj. Po oceni odjemalcev, t. j. naročnikov tednika »Kmečki glas«, ki te napovedi prenaša, znaša uspeh 80% (po poročilu uredništva Kmečkega glasa Kmetijskemu inštitutu LRS junija 1956).

Za zaključek bi omenil še nekatere korelacije med vremenom v Ljubljani in vremenom v drugih oddaljenih točkah zemeljske oble, ki bi lahko imele prognostično vrednost. Korelacije so sestavljene na osnovi 10-letnih podatkov »World Weather Records 1931—1940« (drugih podatkov ni na razpolago):

Turuhansk 65° 47' N 87° 57' E 45 m			Ljubljana 46° 3' N 14° 30' E 300 m		
December			Januar		
Odklon zr. pritiska od normale = X		X ²	Odklon temperature od normale Y	Y ²	X · Y
1931	0.7	0.49	1932	-0.0	0.0
1932	-7.8	60.84	1933	-0.5	0.25
1933	-4.8	23.04	1934	0.2	0.04
1934	-5.4	29.16	1935	-2.0	4.00
1935	10.6	112.36	1936	6.5	42.25
1936	-4.3	18.49	1937	-0.5	0.25
1937	7.6	57.76	1938	-0.7	0.49
1938	8.6	73.76	1939	3.3	10.89
1939	-3.2	10.24	1940	-5.2	27.04
1940	-2.1	4.41	1941	-1.3	1.69
		390.75		86.90	128.26

$$r = \frac{390,75 \times 86,90}{128,26} = 0,69; \quad F = 0,6745 \frac{1 - r^2}{n} = 0,6745 \frac{1 - 0,49}{10} = \pm 0,11.$$

kjer je:

r = korelacijski koeficient, F = verjetnostna napaka po Fechnerju.

Calabar 4° 58' N 8° 19' E H = 50 m

Odklon množine padavin v inčih za febr. + marec + april

Ljubljana 46° 3' N 14° 30' E H = 300 m
Odklon množ. padavin v mm za maj + junij + julij. Srednja vrednost dveh let

	I	II	III
1931	-2,72	1931 — 75	— 84
1932	-4,92	1932 — 92	27
1933	5,78	1933 147	181
1934	0,34	1934 216	33
1935	2,42	1935 —150	65
1936	2,37	1936 20	61
1937	-2,11	1937 102	5
1938	-7,18	1938 — 91	30
1939	5,65	1939 150	103
1940	-3,55	1940 56	35

Korelacija med I in III je enaka: $r = 0,62$, $F = \pm 0,12$.

Bombay 18° 34' N 72° 49' E H = 12 m

Odklon množ. padavin v juniju v inčih

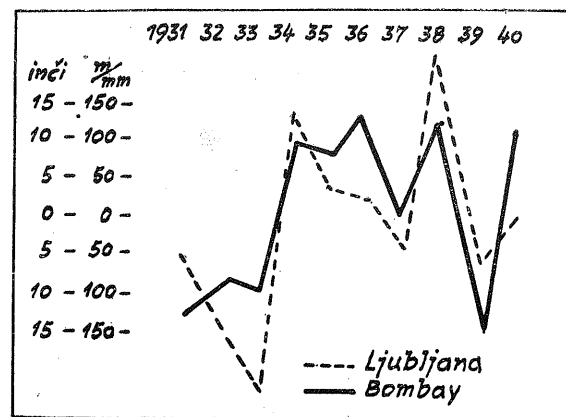
Ljubljana 46° 3' N 14° 30' E H = 300 m
Odklon množ. padavin v avgustu minus sept. v mm

1931	-13,92	— 54
1932	— 9,38	—143
1933	— 0,71	—241
1934	8,45	123
1935	7,69	28
1936	12,63	11
1937	— 1,68	— 62
1938	11,24	194
1939	—15,33	— 76
1940	9,98	— 27

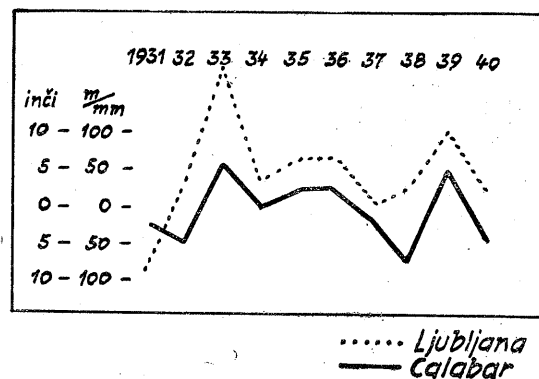
Korelacija $r = 0,64$ $F = \pm 0,12$

Navedene korelacije so grafično prikazane na sl. 4 in 5. Obstoj ugotovljenih korelacij v dolgih razdobjih ni zagotovljen, kajti klima se stalno spreminja

oziroma fluktuirata. Kljub temu je za prognozo možna uporaba tudi začasnih korelacij, ako so na razpolago številne medseboj neodvisne korelacije: Malo verjetno je, da bi mogle vse korelacije v enem in istem letu odpovedati.



Sl. 4 — Odklon množine padavin v Ljubljani za avgust minus september in za Bombay v juniju



Sl. 5 — Odklon množine padavin za maj + junij + julij za Ljubljano in za febr. + marec + april za Calabar

SUMMARY

The author explains in his discussion the principles of his method of weather forecasts for a longer period on the basis of the local climatological symptoms. The author distinguishes here the method of season's forecasting and the method of weather forecasting for shorter periods, lasting at the most 10—14 days. The author makes out the season's forecasts on the basis of the rhythms of many years, which he states or controls by means of the appearance of symmetrical points. By means of them the following term of the collective is extrapolated and at the same time the analogical years i. e. analogical seasons are stated which would occur if the symmetry lasted longer. Then the analogical seasons are compared with regard to the course of the meteorological elements during the periods of many months. If analogy is found also in this respect, the corresponding seasons are considered to be analogical and also the extrapolation is made, based already on the analogies of many months. To the author's mind the analogies are seldom visible directly but only after the phase-shifting of the particulars or by additional speculations. In the case that the analogies cannot be obtained at the indicated years they are looked for at the next years, because the symmetries in the rhythm are not astronomically accurate and sometimes they are fast and sometimes they are slow for one term of the collective i. e. for one year. A prognosis can be made in the author's opinion only, if there is

available a large number of values which had been extrapolated on the basis of arguments independent on one another e.g., on the basis of differently long rhythms (for the winter: 49—50 years and 82—85 years for summer rhythm) and analogies from different years. If these values coincide well or at least satisfactory, their mean value can be considered as the prognostical value. The prognoses of this kind are published besides in the laical home newspapers also in the Austrian Meteorological newspaper »Wetter und Leben«, issued by the Austrian Meteorological Union. The result is in the author's judgment undoubtedly positive.

The author makes out the forecast for shorter periods on the basis of singularities which had been found out on the statistic basis of the last decade. The author maintains that shorter periods are in spite of the effect of contingencies more suitable for the determination of the singularities, because the latter (the singularities) are very dependent on the fluctuation of the climate. Therefore long periods compensate otherwise real singularities. The author thinks that numerous obvious laws found only in shorter periods and which disappear in a longer observational period are not casual, but the expression of the corresponding climate-phase. The author considers further that certain singularities correspond to the certain weather regime. And that is what the type of the weather regime can be recognised by, which is important for the prognosis. Next the author maintains that the type of weather regime which is evident from the singularities is different from the type which is evident from the weather chart. That is why the author maintains that the type which is evident from the weather chart cannot serve us to make any definite conclusions about the weather for a period of 10—14 days, by the criterion of the singularities, however, we see much better into the future. The method is as follows: the real weather is to be compared with the singularities, whereby three elementary possibilities are to be distinguished:

- The weather is in accordance with the singularities;
- The weather does not correspond to the singularities, whereby the weather is bad;
- The weather does not correspond to the singularities and the weather is fine.

The first type i. e. the type a) corresponds to the weather regime of normal changeableness, the two other types i. e. b) and c); however, correspond to the type of stabile regimes. The transition from one type into the other is characterized as follows: The transition from a) into b) manifests itself in the fact that the weather turn for the worse begins to overtake the corresponding singularities, the singularities of the fine weather, however, are getting late and weak. The contrary process takes place at the weather change from the type a) into the type c). At the transition of weather from the type b) into the type c) or the type a) some corresponding singularities that are brought forth first are those of the weather type which approaches. At the direct transitions of the type b) into the type c) the so-called recedif appears which manifests itself in the extremely heavy precipitations, appearing suddenly after temporary strong weather improvement.

The forecasts are published in some of our untechnical periodicals among them in the »Kmečki glas«. As to the author's own judgment the success of the prognosis is as follows: Out of the three forecasted weatherchanges two of them come true. As to the judgment of the readers of the »Kmečki glas« the forecasts hold true 80 %.

Literatura:

- A. Djubjuk, Spravočnik po mestnym priznakam pogody, Moskva — Leningrad 1943 (rusko).
- F. Seidl, Klima von Krain, Musealvereinigung 1891—1902, avtor omenja na osnovi privatnih podatkov zdravnika Lipiča ekstremno ostro zimo 1929—30.
- V. Manohin, Prognose für den bevorstehenden Winter 1953-54, Wetter und Leben 1953 H. 11—12 gl. tudi M. Rodewald, Die barische Vorbereitung des Europa — Winters 1954. Annalen der Meteorologie 1953/1954 H. 3/4.
- L. Heckert, Klimaänderung und Singularitäten, Zeitschrift für Meteorologie, 1955 H. 1.
- H. v. Rudloff und H. Trenkle, Beiträge zur langfristigen Witterungsvorhersage, Abh. d. Bad. Landeswetterdienstes 1950 gl. tudi H. Trenkle »Ein Beitrag zur Vorhersage der Dezembertemperatur, Meteor. Rundschau, 1956 H. 7/8.

VPLIV KAPLJE HLADNEGA ZRAKA NA VREME SLOVENIJE THE INFLUENCE OF THE COLD POOL ON SLOVENIA

M. ROBAVS

551.515.33

Pri analizi višinskih podatkov se je pokazalo, da prevladuje v zmernem pasu v višji troposferi močan zahodnik. Termično je to močno zahodno strujanje podano s polarno fronto. Namreč, od pola prodira proti jugu hladni zrak, od juga se proti polu razširja topli tropski zrak. V področju, kjer se obe zračni masi zblížata, nastopijo zaradi obstoječih temperaturnih diferenc izredno močni vetrovi v ozko omejenem pasu. Polarna fronta se pozimi pomakne precej proti jugu, medtem ko zajema poleti višje geografske širine. Nad izrazito polarno fronto se pojavi področje vetrov z maksimalno hitrostjo, takoimenovani jet-stream. Zasledimo ga pri analizi vertikalnih presekov atmosfere in pri vetrovnih profilih. Zajema spodnjo stratosfero in zgornjo troposfero; navadno se njegovo jedro se nahaja v višini tropopavze. V zmernih širinah se pojavlja v vseh letnih časih, pozimi južneje kot poleti in z dvojno jakostjo. Pozimi nastopi v povprečju prvi maksimum v Aziji, Severni Ameriki in deloma v vzhodnem Atlantiku, drugi v Afriki.¹ Del jet-streama vidimo včasih že nad 500 mb ploskvi.

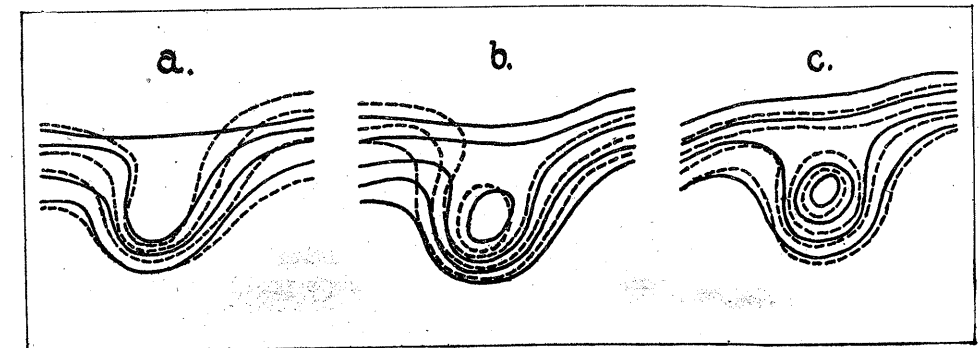
Valove, ki nastanejo zaradi sprememb v jakosti zonalnega strujanja in so povezani z valovanjem na polarni fronti, zasledimo najbolje na 500 mb ploskvi. Ti valovi imajo večjo ali manjšo valovno dolžino. Na severni hemisferi obstoji navadno istočasno štiri do pet takih valov.¹ Valovi se lahko razdelijo v ozke pasove, ki med seboj niso v fazi. Tisti valovi, ki imajo enako amplitudo, lahko preidejo v fazo s prodorom hladnega zraka od NW proti ekvatorju in obratno toplega zraka od SE proti polu. S tem nastane na severni strani topli greben, na južni pa hladna dolina. Ako se v naslednji fazi greben in dolina odcepita in osamosvojita v hladni niz na južni strani in v topli vis na severni strani, imenujemo takšno kvazistacionarno stanje blocking-effekt oziroma blokada. Pojav blokade zaustavi zonalno strujanje za daljši čas. Zasledimo jo v srednji in višji atmosferi, ko često zajema obsežno področje. Izkustvo je pokazalo,¹ da nastopa blokada na določenih mestih kot so: zahodnoevropska obala (Anglija, Skandinavija) in zahodna obala Amerike (vzhodni Pacifik, Aljaska).

Ob priliki blokade zasledimo na 500 mb ploskvi sledečo situacijo: preko večjega dela zahodnega ter severnega Atlantika prevladuje pretežno zonalno strujanje, ki se pred evropsko obalo razdeli v dva pasova, katerih eden je usmerjen proti severu, drugi na jug. Na severu nastali topli anticiklon imenujemo blokirani vis.

Hladni ciklon, ki nastane na južni strani, lahko sega do tal in je v tem primeru centralna depresija. Ako ne sega do tal, ga imenujemo kaplja hladnega zraka.

Za prognozo je važno, da ne zamenjamo blokade z dolgim valovanjem. Za blokado je karakteristična ravno cepitev zonalnega strujanja. Iz statistike je razvidno,¹ da nastane blokada kadar preide pretežno zonalno strujanje iz morja na kopno. Reuter si tolmači nastanek blokade na termični osnovi z ozirom na različno segretost kopnega in oceanov. Temu nasprotno pa opazimo, da se blokada pojavlja v vseh letnih časih, čeprav ne enako izrazito. Termična osnova in dinamični potek v zvezi z blokado predstavljata še nerešen problem in je zato napoved blokade otežkočena.

Z že omenjenim valovanjem na polarni fronti nastanejo valovi oziroma meandri z večjo ali manjšo valovno dolžino in amplitudo.



Sl. 1

Slika 1 nam prikaže potek izohips (izvlečene črte) in izoterm (črtkane črte) na 500 mb ploskvi tekom procesa cepitve hladnega zraka v dolini v samostojno jedro. Za tak proces cepitve je potrebno, da topli zrak vsaj v enem višinskem grebenu prehitveva cirkulacijo in stremi za združitvijo z grebenom na nasprotni strani doline. Z združitvijo toplih grebenov je odcepljeno jedro hladnega zraka. Vsako jedro, obdano s toplejšo zračno maso, ima samostojno cirkulacijo in podane vse pogoje, da ga imenujemo višinska depresija.

Ako v zračnem steburu med 500 in 1000 mb ploskvijo odgovarja temperaturni razliki 5°C razlika višine za 10 dkm, je s tem podan vzrok za depresijo na 500 mb ploskvi pri slabo gradientnem pritiskovem polju pri tleh.

Višinska hladna depresija, ki ima samostojno cirkulacijo in v središču najnižje temperature, pri tleh pa ji odgovarja slabo gradientno pritiskovo polje, imenujemo kaplja hladnega zraka.

Z valovanjem na višinski polarni fronti nastanejo pri tleh frontalni cikloni, ki so temperaturno nesimetrični. Ko postane tak ciklon temperaturno simetričen, se lahko pretvori v centralno depresijo. Ako pa se ciklon z okludiranjem v nižinah izpolni, nastane višinska depresija — kaplja hladnega zraka. Z okludiranjem prizemnega ciklona, nastane pod kapljo slabo gradientno pri-

tiskovo polje. Nadaljni proces v zvezi z nastankom anticiklona pod kapljo sta obdelovala že Čadež² in Scherhag⁴

Obdelava je pokazala še sledeči način nastanka kaplje: za hladno fronto prodira v višinski dolini hladni zrak proti jugu, prizemni frontalni ciklon ni izrazit in se ne okludira, temveč se pomika naprej. Na njegovem prvotnem mestu se je pri tleh ustvarilo slabo oziroma brezgradientno polje, v višinah pa se je ta čas osamosvojila kaplja hladnega zraka.

Oba nastanka kaplje sta pod vplivom prevladujočega letnega časa.

Zato lahko delimo kaplje:

1. v letne in zimske,
2. a) v tiste, ki so nastale z okludiranjem prizemnega ciklona,
- b) v tiste, ki so nastale s prodorom hladnega zraka za hladno fronto pri slabogradientnem polju pri tleh.

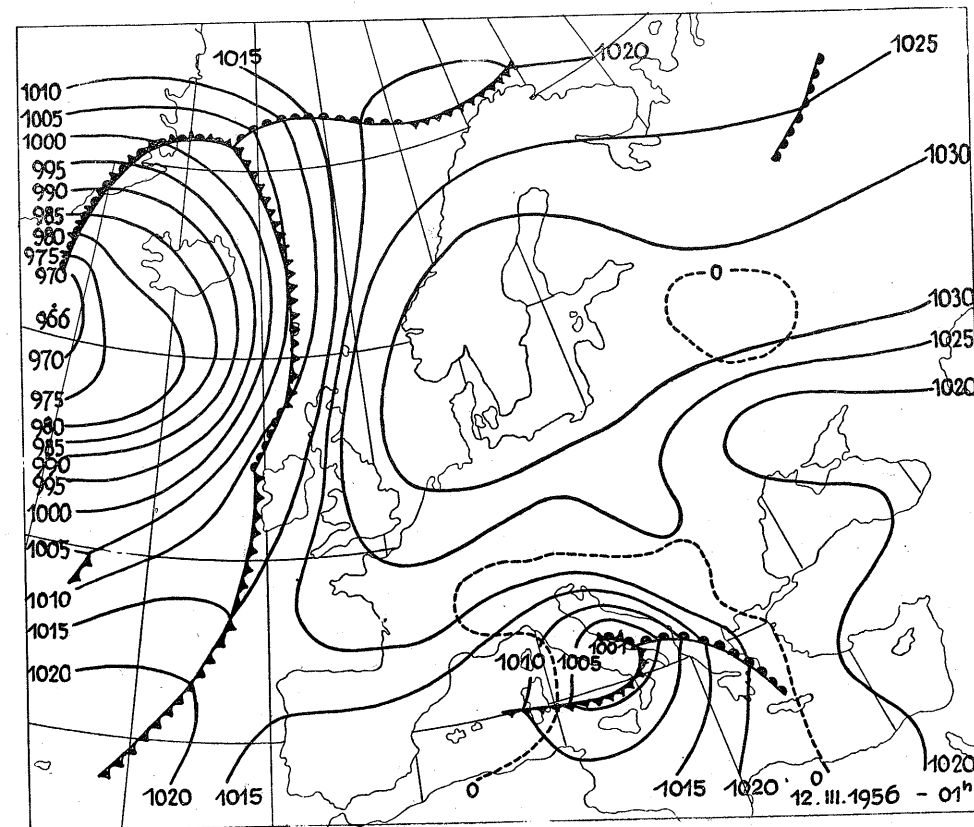
PRIMER ZIMSKE KAPLJE HLADNEGA ZRAKA

Sinoptična situacija

Od 8. III. do 16. III. 1956 je nastala kaplja s prodorom hladnega zraka za hladno fronto.

V začetku štadija prevladuje preko zahodnega Atlantika pretežno zonalna cirkulacija, ki na vzhodnem Atlantiku in nad Evropo preide v meridionalno. Hladni zrak je dotekal iz severa preko srednje Evrope proti jugu. Toda predno preidem na problem kaplje, naj omenim za to obdobje zelo značilno ustvarjanje blokade nad severovzhodnim Atlantikom in nad evropskim kontinentom. Namreč, s prodorom hladnega zraka proti srednji in južni Evropi, se je aktiviral prodor toplega zraka preko severovzhodnega Atlantika proti Skandinaviji. V prvi polovici obdobja, je nastal višinski topli vis nad Skandinavijo, istočasno ob izločitvi kaplje hladnega zraka nad srednjo in južno Evropo. Najbolj izrazit je ta pojav na 500 mb-ploskvi od 12. III. ob 16. uri, kjer je bila (na približno isti geografski dolžini) na geografski širini 67° temperatura -22°C, na geografski širini 45° pa temperatura -37°C. Torej 22 širinskih stopinj severneje zasledimo 15°C višjo temperaturo.

V času od 8. do 12. III. je nastala kaplja hladnega zraka ob sledeči sinoptični situaciji: Za hladno fronto, ki se je preko Balkana umaknila dalje na vzhod, se je nad zahodno Evropo okrepil anticiklon, se širil dalje v srednjo Evropo in se je 12. III. (sl. 2) združil z ruskim anticiklonom. V višinah je ta čas segala hladna dolina od severne Rusije preko Ukrajine in Balkana vse do Sredozemlja. Zaradi aktivnosti toplega zraka v višinskem grebenu nad Skandinavijo in z druge strani v višinskem grebenu preko Črnega morja se je hladni zrak v dolini odcepljal v samostojno jedro. Topli greben nad Skandinavijo je bil bolj aktiven od vzhodnega in se je izločil v samostojni topli vis (11. III. 1955). Južno od njega je nastajala in se razvijala kaplja hladnega zraka (sl. 3). 12. III. jo zasledimo razcepljeno v dva dela: vzhodni del se preko Rusije umika preko NE, zahodni del zajema Alpe, Karpate, Severni Jadran, Slovenijo in severno Italijo. S pomikom kaplje proti zahodu se je ob prodoru hladnega



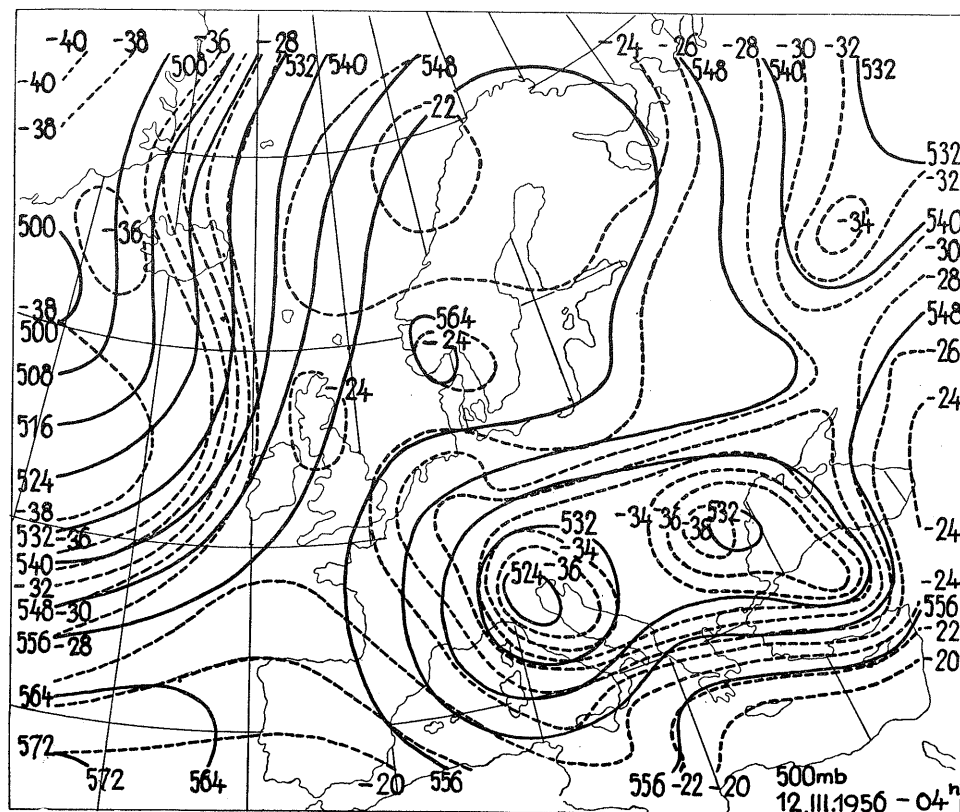
Sl. 2

zraka nad toplo morsko površje ustvarila depresija za jedrom v Genovskem zalivu.

V dobi do 15. III. se je kaplja še cepila, depresija se je iz Genovskega zaliva umikala preko Jadrana proti SE, medtem, ko se je anticiklon nad zahodno in severno Evropo krepil. Kaplja se je 15. in 16. III. umaknila v Malo Azijo. Nad Slovenijo se je v višinah in pri tleh ustvarilo slabo gradientno polje. Obdobje vpliva kaplje na naše kraje je s tem končano.

Gibanje kaplje

V času od 8. do 10. III. dobiva hladno jedro v centru višinske doline nad vzhodno Evropo in nad Balkanom samostojno cirkulacijo. 10. III. je horizontalna os kaplje zavzemala smer NE—WSW. Pri tleh je pod njo le slabo gradientno polje, kar odgovarja definiciji kaplje hladnega zraka. Zgradba kaplje je razvidna iz priloženega vertikalnega preseka atmosfere (sl. 4 a, b), ki pokaže, da se jedro kaplje nahaja nad Budimpešto v višini pod 600 mb ploskvijo. V stratosferi zasledimo nad kapljo najtoplejši zrak, medtem ko sega tropopavza najnižje ravno nad najhladnejšim zrakom kaplje. Črte enake potencialne tem-

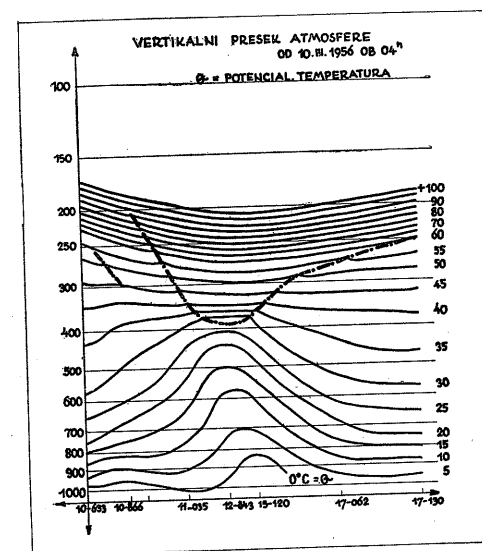


SI. 3

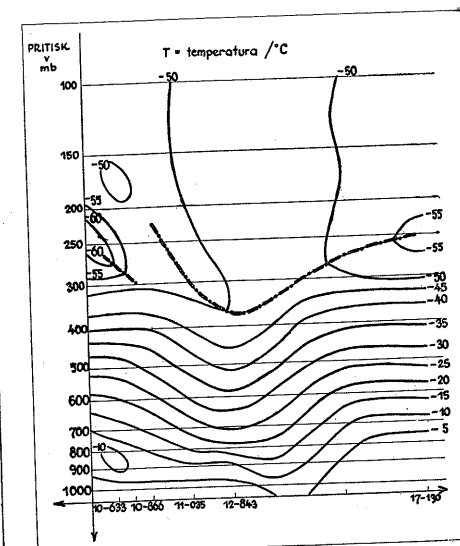
perature nam predstavljajo izentropske ploskve, na katerih se nahajajo potnice. Izentropske ploskve se na desni polovici kaplje (sl. 4 a) dvigajo, torej se tudi zračni delci v tem delu dvigajo; v levi polovici se izentropske ploskve spuščajo in obenem tudi zračni delci. Dokaz zato nam poda relativna vlaga, ki je na levi strani manjša kot na desni strani kaplje. Istočasno pokažejo izoterme na levi strani subsidenčno izverzijo kot posledico spuščanja zraka. S primerjavo priloženih tempov od 10. III. ob 4. uri iz Dunaja in Münchena (sl. 5), dobimo sledeče: Na Dunaju se relativna vlaga z višino le malo spreminja, atmosfera je v glavnem stabilna. München se nahaja na levi strani kaplje in pokaže v nižinah majhno relativno vlago ter subsidenčno inverzijo, v višini na 500 mb poteka relativna vlaga enako kot na Dunaju.

Izoterme so na 500 mb karti 10. ob 4. uri že zaključene. Istočasno vzeta relativna topografija 500/1000 mb se precej ujema s prizemnim strujanjem. Lahko sklepamo, da izpolnjuje zračni steber med 500 in 1000 mb ista zračna masa. Scherhag⁴ navaja to kot pogoj, da se kaplja giblje z nižinskimi izobarami. Med 8. in 10. III. se je centralni del kaplje pomaknil nekoliko južneje odgovarjajoč slabi nižinski severni cirkulaciji. 11. III. se na 500 mb ploskvi

kaplja še vedno zadržuje nad Panonsko nižino in sega do Alp. Njena horizontalna os je zavzela smer W-E, kaplja se je popolnoma ločila od svojega izvora in dosegla vrhunec. Obdana je z močnimi vetrovi, razen na severni strani, kjer prevladuje vzhodno strujanje, kar pa odgovarja hidrodinamični teoriji o splošni cirkulaciji atmosfere. Najmočnejše vetrove zasledimo tekom 11. III. (500 mb ploskev) na južnem delu kaplje. Zasledila sem, da predstavlja močno strujanje na določeni strani kaplje njenemu gibanju nekakšno pregrado. Tudi iz drugih opaženih primerov se da sklepati, da se kaplja ne pomika v smeri pravokotno na to močno strujanje, temveč jo to strujanje lahko le pritegne s seboj. V



SI. 4 a

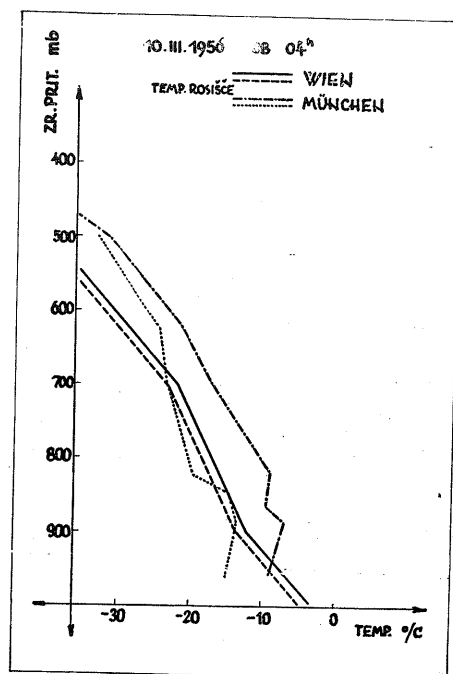


SI. 4 b

našem primeru zasledimo 11. III. močne severne vetrove na zahodni strani kaplje, kateri naj bi pritegnili kapljo s seboj proti jugu. Istočasno zasledimo tudi na južni strani kaplje močne zahodne vetrove, ki pritegnejo kapljo v svoje zahodno strujanje, torej proti vzhodu. 12. III. je kaplja že razcepljena v dva dela: v vzhodnega s centralnim področjem nad Romunijo, ki se pomika dalje na vzhod ter v zahodnega s centralnim delom na severno Italijo in severnim Jadrantom. Za nas je zlasti zanimivo gibanje zahodnega dela prvotne kaplje, ki ni izgubil na intenziteti in se je v naslednjih dneh izražal kot samostojna kaplja hladnega zraka.

Prvi hladni zrak je v višinah prodril v Genovski zaliv že 11. III. in povzročil nastanek depresije. Naslednji dan se je kaplja nad Alpami še ohladila. Severno-sredozemska depresija se je tega dne pomaknila proti južni Italiji in se nad morjem še poglobila za 7 mb. Temu potovanju depresije sledi v višinah tudi kaplja. Pomik kaplje v začetku obdobja je razumljiv, kajti relativna topografija 500/1000 mb od 12. ob 4. uri kaže enotno zračno maso, ki je najhladnejša ravno nad Slovenijo in severnim Jadrantom. 13. III. je jedro kaplje nad južno Italijo in severnim Sredozemljem oslabilo, nižinska depresija se je na

morju poglobila še za 6 mb. Popoldne tega dne se je kaplja nad morjem izpolnila. Omenjeni pojav se ujema z Mayerjevo³ teorijo o vertikalni impulzni izmenjavi zračnih delcev: Izmed mnogih motenj, ki



SI. 5

rušijo laminarne tokove, je posebno značilna vertikalna izmenjava zračnih delcev, ki deluje na laminarni tok kot pospešek podan z enačbo:

$$\frac{dV}{dt} = - \frac{I}{\rho} \frac{\delta}{\delta z} \left(A \frac{\delta V}{\delta z} \right)$$

Iz te enačbe je razvidno, da je za nastop impulzne izmenjave potrebna sprememba horizontalnega vetra z višino $\frac{\delta V}{\delta z}$ in koeficient izmenjave A.

Nastanek depresije z vdorom hladnega zraka nad toplo morskno površino je v glavnem vezan na vertikalno impulzno izmenjavo, podano s konvekcijo, kajti trenje je nad morskno površino majhno. Poiščimo enačbo, ki bo vezala spremembo horizontalnega vetra z višino in spremembo povprečne virtualne temperature v določenem zračnem stebri.

$$\frac{\delta V_g}{\delta z} = \frac{g}{21} \mathbf{K} \times \nabla \ln T_v \quad (p = \text{const})$$

Sorodnost obeh enačb nam poda odnos med relativno topografijo in vertikalno impulzno izmenjavo.

Temperaturne diference med zrakom in tlemi nastopijo takrat, kadar imamo kapljo nad toplo podlago. Vertikalno impulzno izmenjavo v zračnem stebri nam poda sprememba relativne topografije 500/1000 mb v območju kaplje, ki sega od 500 mb ploskve do tal. Minimalni relativni topografiji odgovarja maksimalna impulzna izmenjava, pri izotermnem temperaturnem polju pri tleh. Največja izmenjava se izvrši v centru kaplje, kjer se je kaplja najbolj segrela. Ob tem se absolutna topografija v zgornji polovici zračnega stebra dvigne, v spodnji polovici pa zniža, pri čemer nastane pri tleh depresija.

Odgovarjajoč temu je potekal tudi razvoj sinoptične situacije: Istočasno, ko se je v Sredozemlju ustvarila samostojna depresija, je kaplja nad Sredozemljem oslabela in se širila proti NE, težišče samostojne višinske cirkulacije se je ponovno preneslo nad Panonsko nižino. Nato se njena horizontalna os zavrti v pozitivni smeri za 90° in zavzame smer N-S. To rotacijo si tolmačim z različnim strujanjem na različnih straneh pod kapljo, kajti v severnem delu se kaplja giblje odgovarjajoč vzhodni nižinski cirkulaciji proti zahodu, v južnem delu pa odgovarjajoč tamkajšnji nižinski cirkulaciji proti jugu, oziroma jugovzhodu. S tem se je kaplja razširila. 14. III. jo zasledimo ponovno razcepljeno v severni in južni del. Severni del sedaj le meji na Slovenijo, južni del zajema južno Italijo in del Sredozemlja. Kaplja se je nad morjem v spodnjih plasteh otoplila odgovarjajoč vertikalni impulzni izmenjavi zračnih delcev hladnega jedra nad toplim morskim površjem.

Intenzivnost kaplje

Iz 500 mb ploskve od 8. in 9. III. je razvidno, da ima kaplja že samostojno cirkulacijo, vendar je še vezana s prvotnim izvorom hladnega zraka in se zato še krepi. 10. III. se je v višinah barično še poglobljala, hladni zrak pa je zajemal vedno nižje plasti. Na zemeljskem površju je povzročal porast pritiska, katerega zasledimo tega dne enakomerno razporejenega pod območjem kaplje. V področjih razjasnitev lahko k temu porastu pritiska prištejemo še komponento radiacijskih ohladitev, katere so značilne za zimska obdobja in povečajo prizemne ohladitve. Poleg tega je za intenziteto kaplje važna še vertikalna impulzna izmenjava³, posebno v že omenjenih primerih, kadar pride kaplja nad toplejšo morskno površino.

Padavine

Zasledimo jih v področju kaplje pozimi le v manjših količinah. Njih nastanek sem že tolmačila z dviganjem zračnih delcev po izentropskih ploskvah v desnem delu kaplje (sl. 4 a, 4 b). Pravilno izbran presek atmosfere preko kaplje nam nazorno razkrije področja dvigajočega se zraka, zlasti pa potek relativne vlage z višino. Za intenziteto padavin so bistveni procesi, ki se dogajajo na obrobju kaplje, zlasti na meji med kapljo in toplim grebenom, kateri se širi od SE ali od SW ob kaplji navzgor. Izrazite padavine nastopijo, kadar je tropski zrak v višinskem grebenu aktiven. Finski meteorolog Palmen⁵ razlaga področja padavin z raztekanjem tokovnic v toplim grebenu, kajti divergenca tokovnic povzroča dviganje zraka in s tem kondenzacijo.

Z rotacijo horizontalne osi se premaknejo tudi področja padavin. Na primer: do 10. III. zasledimo padavinska področja le na vzhodnem delu kaplje,

11. III. se je to področje preneslo na severovzhodni del kaplje, kajti ta dan se je os kaplje pozitivno zavrtela za 90°. Nihanje padavin z ozirom na določene dni si razlagam z valovanjem tropskega zraka ob kaplji.

V zgornjem primeru zasledimo skoro vedno snežne padavine, zlasti v Sloveniji, v majhni količini. Kaplja je nastala s cepitvijo arktičnega zraka in je obdržala nizke temperature. Arktični zrak pa je zelo hladen in vsebuje malo vlage.

14. III. zasledimo po vsem Balkanu intenzivne padavine, vendar te niso nastale samo v zvezi s kapljo, temveč so vezane na frontalni sistem egejske depresije.

V območjih kaplje, kjer nastopijo pozimi razjasnitve, ne nasledimo izrazite konvekcije.

Vreme v Sloveniji

Nizke temperature, ki so s prodorom kaplje poleg višin zajele tudi nižje plasti, so povzročile močne ohladike in le malo padavin ter s tem prizadele zlasti elektro-gospodarstvo v Sloveniji. Temperaturno delimo to obdobje v tri dele:

Med 8. in 10. III. beleži največji padec temperature (do -23°C) Kredarica. Ohladitev je v zvezi s centralnim delom kaplje, ki je ta dan zajel Alpe. Najhladnejši zrak se je zadrževal okoli 700 mb ploskve, to je na višini Kredarice. Na nižinskih postajah zasledimo te dni le manjše ohladike, razen jutranjih radiacijskih ohladike. 10. III. je nastopila zlasti na Kredarici prehodna otoplitev. Jedro kaplje se je tega dne pomaknilo iznad Panonske nižine proti jugu, tako da je nad Slovenijo dotekal nekoliko toplejši zrak. Tudi vse nižinske postaje beležijo cirusne oblake.

11. III. preidemo v drugi in obenem najhladnejši del obdobja. Amplitude temperaturnih krivulj so majhne. Najnižjo temperaturo beleži Kredarica (-22°C) 12. III. ob 7. uri zjutraj. Ohladitev je nastopila, ker se je tega dne os kaplje zavrtela v smer W-E in se je s tem razširilo centralno področje kaplje nad Slovenijo in v Alpe. Vse postaje beležijo povprečno dnevno temperaturo pod 0°C , razen Koper. Severna Slovenija ima za 6° nižjo povprečno dnevno temperaturo kot Koper. Hladni zrak je prodrl iz NE in v glavnem v severno in vzhodno Slovenijo. V tem obdobju prevladujejo severni vetrovi. Prva postaja, ki beleži NE veter še v toplem zraku 10. III. je Jezersko, za njo Slovenjgradec, ostale postaje beležijo vzhodnik šele 11. III. Postojna ima burjo, tudi Koper in Ajdovščina beležita manjšo burjo, Novo mesto pa močnejše vetrove.

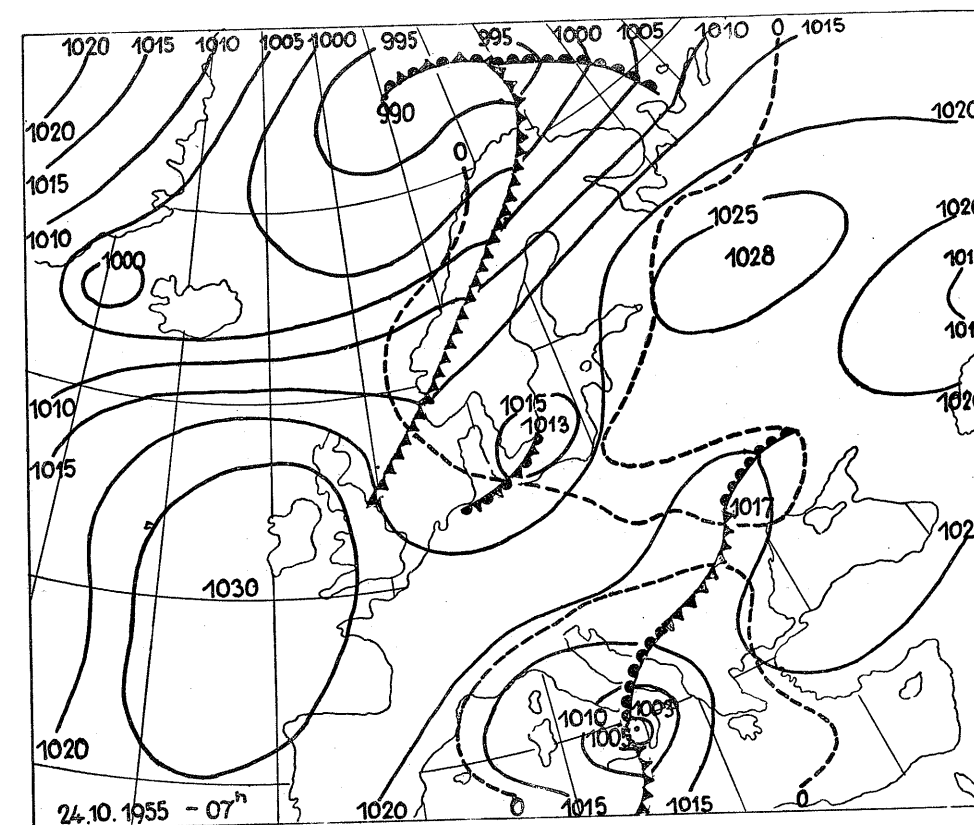
Oblačnost, ki jo 8. in 9. III. zasledimo v alpskih predelih, je še ostanek hladne fronte, ostale postaje imajo že razjasnitve. Istočasno z vzhodnikom se poveča nizka in srednja oblačnost. 10. III. je Kredarica že v megli, Slovenjgradec beleži rahlo sneženje. Nekatere postaje beležijo sneženje, druge nimajo popolne oblačnosti in vendar beležijo sledove snežink. V Ljubljani se je vidnost poslabšala. Nastopila je za kapljo, izpolnjeno z arktičnim zrakom, značilna motnost v ozračju. Največ padavin je dobila severna polovica Slovenije, zlasti alpski svet, jugozahodna Slovenija pa sploh ni imela padavin.

PRIMER KAPLJE HLADNEGA ZRAKA V OKTOBRU

Sinoptična situacija

V času od 21. X. do 26. X. 1955 je kaplja vplivala na vreme v srednji in južni Evropi in je nastala z okludiranjem prizemne depresije

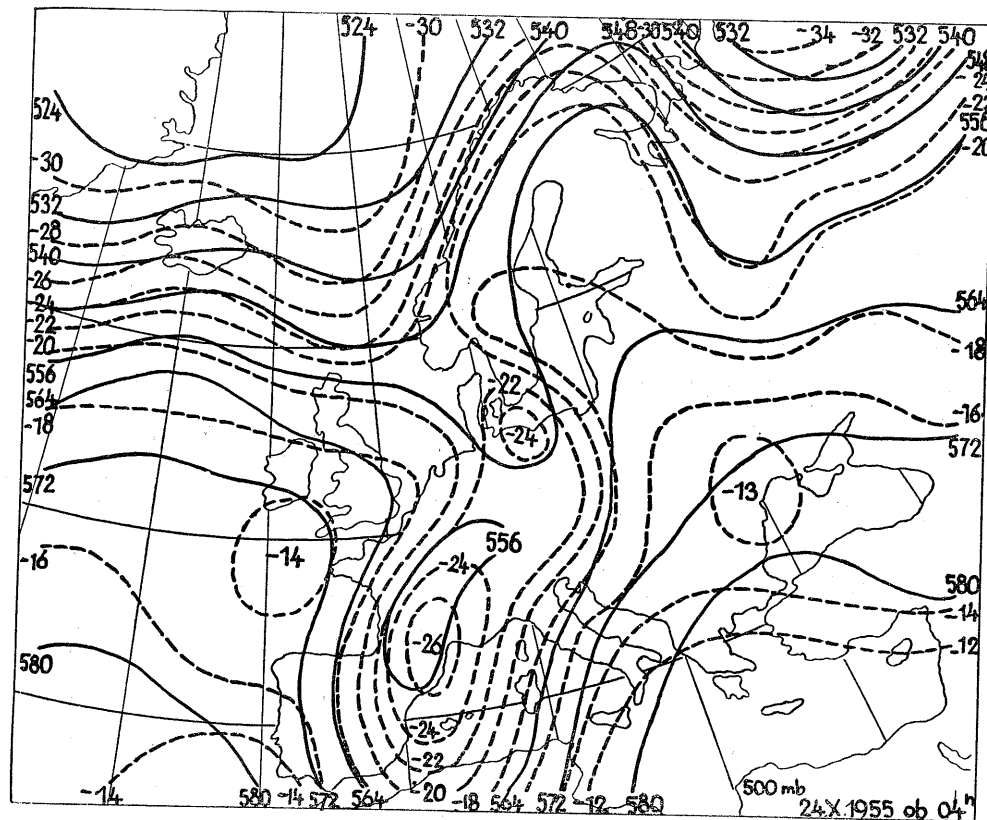
Na višinah prevladuje preko Atlantika pretežno zonalno strujanje, tako da poteka polarna fronta preko Atlantika in Islanda proti Skandinaviji. Po odcepitvi višinskega hladnega jedra nad srednjo Evropo se je preko Skandinavije



Sl. 6

ponovno okrepila polarna fronta. Severnoatlantska depresija uvaja ob levem obrobju kaplje topli zrak proti južni Skandinaviji. Podoben topli greben meji ob desno obrobje kaplje. V nižinah je depresija zajemala srednjo Evropo in se od 21. X. dalje polni s splošnim porastom pritiska nad evropskim kontinentom. V višinah je nastajala kaplja hladnega zraka in se pomika proti Španiji in zahodnem Sredozemlju (sl. 6, 7). Obseg kaplje se veča, njena os rotira v smer N-S. Aktiven topli višinski greben preko severne Italije pospešuje cepitev na 500 mb ploskvi. V nižjih plasteh je kaplja še enotna in se njen centralni del

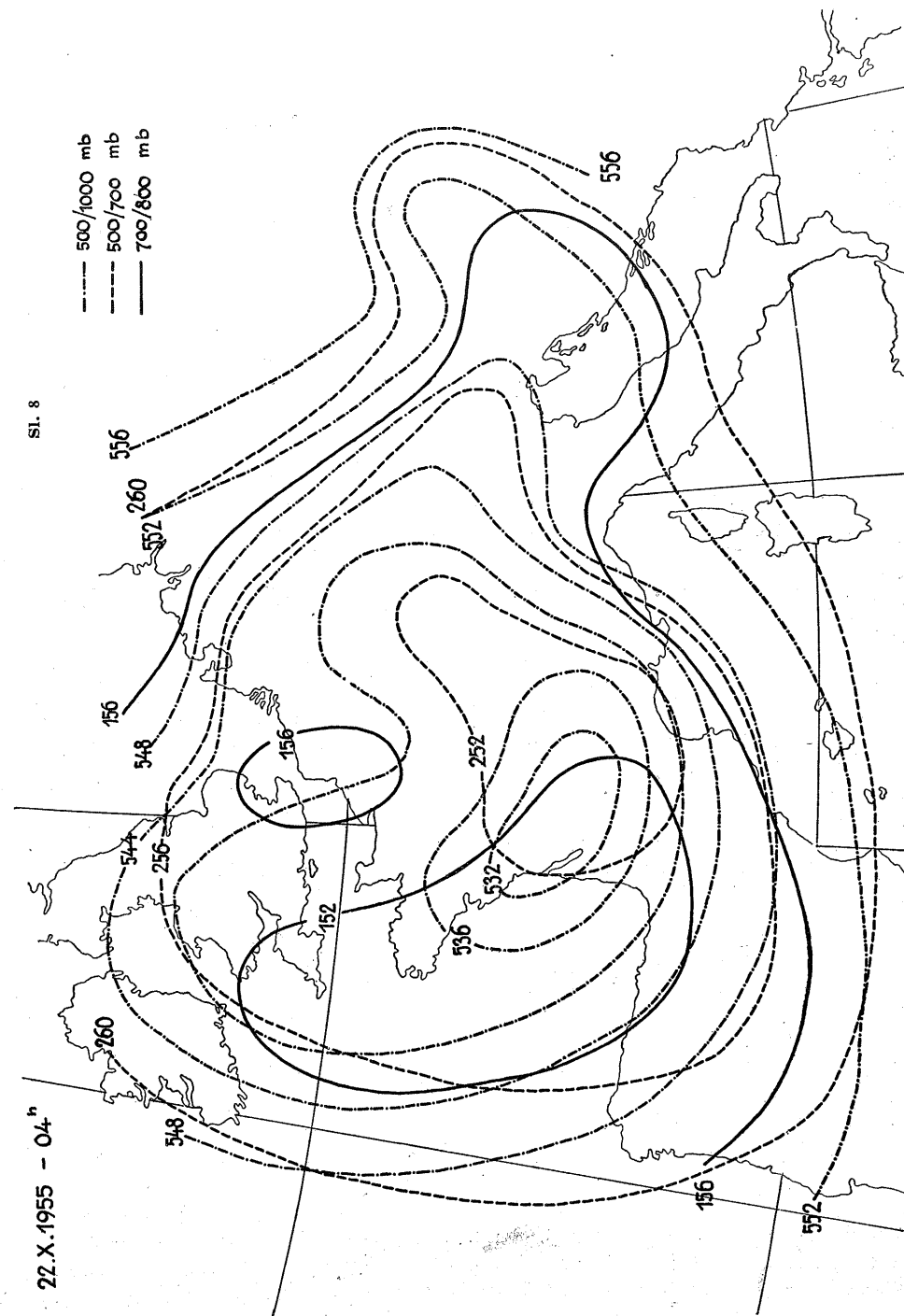
zadržuje zahodno od Alp. Na 500 mb karti (sl. 7) prevladuje preko severnega Atlantika zonalno strujanje. Kaplja je že popolnoma razcepljena v severni in južni del, tudi v nižjih plasteh. Severni del kaplje se pomika proti severu in sovpada z ostankom srednjeevropske depresije nad Baltiškim morjem, južni del kaplje zajema južno Francijo, vzhodno Španijo in zahodno Sredozemlje (sl. 7). V Sredozemlju se je v nižinah pod kapljo ustvarila depresija, ki potuje preko srednje Italije nad Jadran in nato nad Balkan. Njene frontalne motnje povzročajo v srednji Italiji in na Balkanu znatne padavine.



SI. 7

Razvoj kaplje

Oktobrska kaplja hladnega zraka je sicer nastala s prodorom hladnega zraka za hladno fronto, vendar je srednjeevropska depresija ostala ves čas v istem območju in se je okludirala z izpolnitvijo s hladnim zrakom. Torej je kaplja nastala šele z okludiranjem prizemne depresije. Depresija se je pod kapljo izpolnila. Po izgledu je proces nasproten od že omenjene ciklogeneze na morju pod kapljo hladnega zraka. V primeru ciklogeneze na morju pod kapljo



SI. 8

22.X.1955 - 04^h

je bila impulzna izmenjava povzročena v glavnem s konvekcijo. V oktobrskem primeru se je prizemna depresija polnila zaradi trenja oziroma turbulence.

V oktobrskem primeru se je vzdrževala kaplja nad evropsko celino, njen relief je omogočil nastop sile zunanjšega trenja, zaradi katere se je gradientni veter odklonil proti centru depresije in povzročal njeno polnjenje. 24 ur za tem, ko se je višinsko jedro hladnega zraka osamosvojilo, se je depresija pod kapljo izpolnila. Na nižinski karti 23. X. ob 01. uri zasledimo pod kapljo le slabo gradientno polje.

Gibanje kaplje

Hladni zrak se je v višinski dolini odcepil 21. X., ko zasledimo samostojno hladno jedro nad Anglijo in Severnim morjem. Vendar se še zadržuje v hladni dolini, ki je obdana z močnim strujanjem od NW in z druge strani od SE. Z aktivnostjo toplih grebenov ob obrobju kaplje se ta odcepi od prvotnega izvora. 22. X. zajema južno Anglijo, Francijo in Nemčijo, sega do Alp ter se širi le proti jugu. Hladni zrak preide preko Alp šele, ko se je prizemna depresija izpolnila. V času do tedaj je bilo hladno jedro zajeto v močno strujanje od severa preko Anglije in Biskaja ter v južno strujanje v drugi polovici depresije preko zahodnega Sredozemlja, Alp in Nemčije. Ker se kaplja ne giblje pravokotno na močno strujanje, predstavljajo Alpe za kapljo indirektno pregrado, kajti dokler se je za Alpami vzdrževalo ciklonalno strujanje, hladni zrak tudi v višinah (500 mb ploskev) ni prodril preko Alp. Šele, ko je z oslavitvijo prizemnega ciklona nastala prava kaplja s tem, ko se je pod njo vzpostavilo skoro brezgradientno pritiskovo polje, je preko Alp prodril hladni zrak najprej v višinah, nekoliko kasneje tudi v nižjih plasteh. Relativna topografija od 22. X. ob 4. uri (sl. 8) nam poda različne plasti v zračnem stebru, ki zajema kapljo. Najhladnejši zrak se zadržuje na višinah med 500 in 700 mb zahodno od Alp, v zračnem stebru med 850 in 700 mb ploskvijo se zadržuje hladni zrak nekoliko zadaj, to je nad Biskajskim zalivom. Relativna topografija 500/1000 mb poda najhladnejšo zračno maso v območju Biskajskega zaliva, južne Francije in zahodno od Alp.

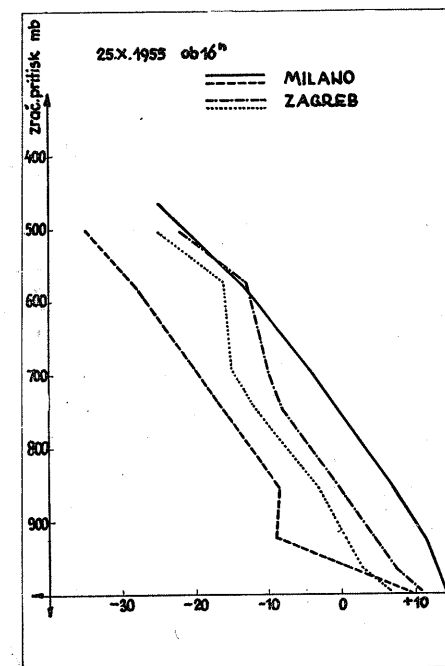
Kaplja se je ves čas širila proti jugu, njen centralni del se je v višinah zahodno od Alp pomikal v zahodno Sredozemlje. Preko Jadrana se je v Alpe razširil topli greben in prvi nakazal možnost cepitve kaplje, ki se je izvršila še istega dne (23. X.). Pri cepitvi južni del kaplje ni oslabil, temveč se je uveljavljal kot samostojna kaplja in se pomikal dalje v Sredozemlje, kjer je povzročil ciklogenezo odgovarjajoč vertikalni impulzni izmenjavi.³

Pri obdelavi kapelj sem zasledila sledeče: Kaplja, ki vpliva na naše predele, je aktivna dokler prevladuje preko Atlantika zonalno strujanje. Kakor hitro se to zonalno strujanje poruši, preide kaplja v štadij slabljenja in kakor se je zgodilo v oktobrskem primeru, se ne aktivira niti z regeneracijo.

V oktobrskem primeru zasledimo kar dvakrat nastanek depresije. Prvič, nad severnim Sredozemljem je 21. X. na hladni fronti, ki je potekala preko severnega Sredozemlja, nastal val v Genovskem zalivu, drugič je nastala depresija ob prodoru kaplje v Sredozemlje z impulzno izmenjavo. Nastanka obeh depresij sta popolnoma različna. Prvi povzročata padavine zlasti v jugozahodni Sloveniji, drugi pa predvsem v vzhodnih predelih Slovenije.

Padavine

Dokler se frontalne motnje zadržujejo v ciklonu povzročajo znatne padavine. V področju hladnega jedra za hladno fronto zasledimo labilno ozračje in plohe. 21. X. se to labilno območje zadržuje nad Anglijo in Biskajskim zalivom, pozneje se z nižinskim strujanjem premika proti SE do Alp, vendar Alp ne preseže. Presek kaplje in 500 mb ploskev, od 22. X. popoldne nam prikažeta zadnji del kaplje nad Francijo in Nemčijo izpolnjene z vlažnim zrakom. V tem delu kaplje se zrak dviga in ker je vlažen, nastopi kondenzacija. Istočasno zasledimo nad Nemčijo in Francijo kompaktno St-Sc oblačnost in obsežna področja padavin. V sprednjem delu kaplje, to je nad Španijo in zahodnim Sredozemljem se zrak spušča, ter zasledimo le delno oblačnost. Področje pa-



Sl. 9

davin in področje razjasnitev v kaplji loči precej širok pas (približno 200 km), ki poteka od Biskajskega zaliva nad južno Francijo, zahodno od Alp do Nemčije ter je najbolj labilen od vsega področja kaplje. 22. X. ob 19. uri je preplavljen s plohami, nad njim se v višini med 500 in 700 mb ploskvijo zadržuje najhladnejši zrak, medtem ko 850 mb ploskev še ni zajel. Ta hladni zrak je v višjih plasteh labiliziral ozračje in ker spada v to področje vlažni del kaplje je hitro nastopila kondenzacija.

Primerjava tempov od 22. X. mi je pokazala sledeče: Milano ima vlažno labilno atmosfero, toda zaradi majhne relativne vlage (zlasti v višinah) ni nastopila izrazita konvekcija. München ima le delno labilno ozračje, vendar

veliko relativno vlago in zato tudi padavine. Nad Švico zasledimo padavine v hladnem vlažnem zraku, a je atmosfera od 700 mb ploskve navzgor stabilna, v Nimezu je zrak suh in stabilen.

Med 22. in 23. je hladni zrak v višjih plasteh prodril do Panonske nižine, 24. X. že preko Alp. Vzporedno zasledimo 23. v področju južno od Alp razjasnitve zaradi fenizacije in predhodnega vpliva tropskega zraka. Padavine, ki so 24. in 25. nastopile v Jugoslaviji so v zvezi s toplo fronto jadranske depresije in z obrobni procesi kaplje.

25. X. je kaplja v štadiju slabljenja. Temp (sl. 9) iz Milana prikaže nenotno zgradbo atmosfere s suhim zrakom v vseh plasteh v zahodni polovici kaplje, ter z vlažnim zrakom nad Zagrebom, ki se nahaja v vlažnem vzhodnem delu kaplje.

Vreme v Sloveniji

21. X. so nastale padavine ob prvem prodoru hladnega zraka za hladno fronto, ki je prišla v Slovenijo od zahoda. Vzhodna Slovenija beleži ta čas le manjše količine padavin, v nekaterih krajih ta čas padavin sploh ni bilo. Med 22. in 23. X. se je As-sloj razbil, 23. zasledimo cirusne oblake, kajti na zahodno Slovenijo je vplival topli greben, ki se je preko severne Italije prehodno razširil v Centralne Alpe. Kredarica beleži prve ohladitve že 22. X., 23. X. prehodno otoplitev s slabimi jugovzhodnimi vetrovi, 24. X. pa ponovne postopne ohladitve z močnimi severozahodnimi vetrovi, ki trajajo vse do 26. X. Minimalne temperature beleži Kredarica 25. X. ob 21. uri (-8°C). V ostali Sloveniji so nastopile prve razjasnitve, 23. zvečer in ponoči zasledimo ohladitve, ki so v glavnem nastopile zaradi radiacije, naslednje dni se je temperatura v splošnem le malo dvignila, dvignila se ni v Kopru, temveč je padala še naprej do 26. X.

Severovzhodni rob kaplje, ki se je zadrževala nad Sredozemljem, nas je zajel 24. Istočasno je prešla Slovenija v mejno področje med toplim grebenom iz SE in Sredozemsko kapljo. Nastopila je kompaktna Ns-Sc oblačnost s padavinami. Ob navadnem nastanku genovske oziroma severno-jadranske depresije dobi največ padavin zahodna Slovenija, oziroma zahodni predeli gorskih pregrad (Snežnik, Goljak, Julijske in Kamniške Alpe). V primeru nastanka sredozemske depresije v zvezi s kapljo, zasledimo depresijo precej južneje, tako da prevladuje v Sloveniji vzhodna in jugovzhodna cirkulacija. S tem v zvezi je v zgornjem primeru dobila največ padavin Suha krajina in Kočevski rog (do 80 mm) in severovzhodno obrobje Pohorja (45 mm). V severozahodni Sloveniji zasledimo najmanj padavin, ker je zrak dotekal preko gorskega masiva in je bil poleg tega v tem predelu kaplje precej suh. Na Karavankah zasledimo do 50 mm padavin, katere si prav tako razlagam z jugovzhodnimi vetrovi, ki so se morali dvigati ob gorskem masivu Karavank.

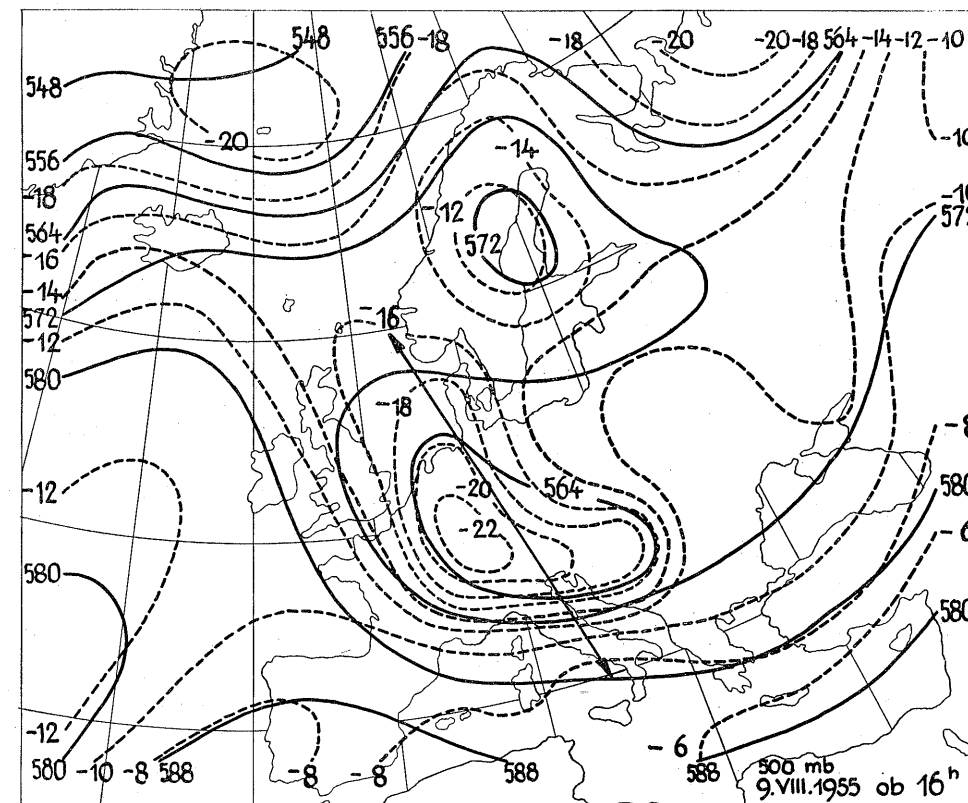
25. zjutraj je še nekaj padavin v vzhodni Sloveniji. Ombrogrami iz Slovenjgradca in severovzhodne Slovenije pokažejo nastop kratkih in intenzivnih padavin šele v noči med 25. in 26. Padavine so nastopile v vzhodni Sloveniji pod vplivom tople fronte, ki je vezana na balkansko depresijo in predstavlja za kapljo obrobni proces vzhodnega dela. Zahodno Slovenijo je ta čas zajel zahodni oziroma zadnji del kaplje, ki je izpolnjen s suhim zrakom in so tu nastopile razjasnitve. 26. X. ima zahodna Slovenija cirusno oblačnost za kapljo, vzhodna še srednjo in nizko oblačnost. Konvekcija v tem obdobju ni izrazita.

PRIMER LETNE KAPLJE HLADNEGA ZRAKA

v obdobju med 7. in 10. VIII. 1955

Sinoptična situacija

Od 7. VIII. se v višinah preko severnega Atlantika vzpostavlja zonalna cirkulacija. Polarna fronta je na 500 mb karti izražena s hladno dolino, ki sega od Skandinavije preko Baltiškega morja v srednjo Evropo. Hladni zrak se v tej dolini odceplja v samostojno jedro. V nižinah zajema depresija področje od južne Skandinavije pa vse do Alp in se z okludiranjem le počasi polni. V Ja-



Sl. 10

dranu se je ustvaril val na hladni fronti in z njim plitva depresija, ki se s svojim frontalnim sistemom pomika dalje po poti 5b. Greben azorskega anticiklona se je razširil preko zahodne Evrope v predele severno od Alp. 9. VIII. se je nad srednjo Evropo vzpostavilo slabo gradientno polje, pri čemer je nastala kaplja hladnega zraka. Njena horizontalna os rotira pozitivno v smer NW—SE, kaplja sama se bistveno ni premaknila, le razširila se je preko Slovenije v Panonsko

nižino. Višinski greben preko Poljske in Avstrije je aktiven proti zahodu in prvi nakaže možnost cepitve kaplje. Priložena 500 mb karta od 9. VIII. (sl. 10) nam poda blokado nad evropskim kontinentom in smer raztezanja kaplje. 10. VIII. je kaplja razcepljena v zahodni in vzhodni del. Zahodni del ima zaključeno le termično polje in se umika proti NW; vzhodni del pa se izraža kot samostojna kaplja. V nižinah se je med tem razširil anticiklon preko Skandinavije v severno Rusijo, njegov greben se preko srednje Evrope krepi proti Sredozemlju. Depresija nad Romunijo se je izpolnila tako, da prevladuje v južni in srednji Evropi le slabo gradientno pritiskovo polje.

Razvoj in gibanje kaplje

Zgornji primer kaplje je nastal z okludiranjem depresije, vendar z razliko od oktobrskega primera se je tukaj depresija pod kapljo le počasi polnila. Meyer³ uvršča v svoji razpravi nastanek kaplje nad toplim zemeljskim površjem v sklop nastanka depresije ob pomiku kaplje nad toplo morskovo površino, le da nastopajo pri segretem zemeljskem površju še drugi efekti: V oddajanju toplote nastopi razlika med dnevom in nočjo, medtem ko ima morje vedno enako množino toplote. Ponoči izmenjave ni zaradi radiacije, čez dan pa preprečuje segrevanje oziroma vertikalno izmenjavo oblačnost, ako nastopi. Zaradi tega nastanek depresije ni možen. Omenjeni efekti so lahko vzrok, da se depresija nad segretim zemeljskim površjem pod kapljo ne polni tako hitro kot pozimi, s čimer tolmačim tudi zgoraj opisani primer. Poleti ne nastanejo izrazite kaplje niti po intenziteti niti po trajanju. Relativna topografija od 9. VIII. pokaže simetrično zgradbo kaplje, kajti relativna topografija 500/1000 mb se ujema z absolutno 500 mb topografijo, le da se preko Panonske nižine širi hladni zrak v višinah, medtem ko se v nižjih plasteh razteza le do Alp. Relativna topografija 850/700 mb prikaže glavni hladni zrak za Alpami in severno od njih. Torej Alpe ne predstavljajo pregrado za hladni zrak, kajti v tem področju prevladuje v nižjih plasteh severovzhodno strujanje, v višjih pa NW strujanje. Z razliko oktobrskega primera, ko so predstavljale Alpe pregrado, vidno še na 500 mb ploskvi, je nad Alpami v vseh višinah prevladoval močan jugozahodnik, ki je preprečeval pretok hladnega zraka preko Alp.

V prvem obdobju se kaplja pomika z nižinsko cirkulacijo proti SE v južnem delu, v severnem pa ustrezajoč tamkajšnji nižinski cirkulaciji nekoliko proti zahodu. To je bil tudi vzrok pozitivnemu vrtenju horizontalne osi. 8. ob 16. uri zasledimo na 500 mb ploskvi močne severne vetrove v zahodnem delu kaplje, ki preprečujejo premik celotne kaplje na zahod, in močne zahodne vetrove v južnem obrobju kaplje, ki so pritegnili kapljo s seboj, tako da se širi v glavnem le proti vzhodu. Po cepitvi se vzhodni del kaplje pomika v Malo Azijo, torej nasprotno nižinski cirkulaciji. Takšen primer razlaga Buschner⁶ z nesimetrično vertikalno zgradbo atmosfere.

Značilno za letni primer kaplje je še to, da prodor hladnega zraka nad morskovo površino ni povzročil nastanka depresije. Pojav si razlagam s tem, da je poleti morskova površina hladna glede na segretost zemeljskega površja in torej vertikalna impulzna izmenjava ni izrazita.

Padavine

Pri letni kaplji ločimo:

1. Zvezna področja padavin, ki nastanejo v jugovzhodnem — vlažnem delu kaplje.

2. Plohe v severnem in v osrednjem delu kaplje.

Zvezna področja padavin nastanejo tam, kjer je aktiven topli vlažni zrak v vseh plasteh in meji na hladnega. Primer za to nam pokaže potek tempov z Dunaja od 8.—10. VIII., kjer imamo pri tleh nekoliko hladnejši zrak, višje pa topel, zelo vlažen zrak. Atmosfera je stabilna, tako da konvekcija ne more nastopiti in so torej upravičene zvezne padavine.

Plohe zasledimo v severnem in osrednjem delu kaplje, kjer je, kot kaže relativna topografija, segal hladni, vlažni zrak do tal in je zaradi insolacije nastala konvekcija. Na meji obojih padavinskih področij je München, ki ima tedaj vlažno labilno atmosfero.

V jugozahodnem delu kaplje zasledimo suh zrak in zato le delno oblačnost.

Vreme v Sloveniji

7. VIII. so nastopile padavine najprej v severni, v srednji in južni Sloveniji. 8. zasledimo enakomerne padavine po celi Sloveniji, le Planica in Jezersko beležita prekinjene padavine. Padavinska kartica nam poda največ padavin (30 mm) v jugozahodni in jugovzhodni Sloveniji, kajti ob prodoru fronte so v noči med 7. in 8. nastopile v jugozahodni Sloveniji nevihte. Manj padavin je dobila vzhodna Slovenija (20 mm), kjer ni bilo neviht in so padavine nastale kot obrobni proces kaplje na meji med hladnim in toplim vlažnim zrakom. Najmanj padavin je imela severna Slovenija (10 mm), ker ni prišla pod vpliv obrobni procesov kaplje.

Najnižje temperature beleži Kredarica 8. ob 14. uri ($-2,0^{\circ}\text{C}$), ko je Alpe zajelo južno jedro kaplje. 8. zvečer so nastopile na Kredarici in v zahodni Sloveniji razjasnitve, v vzhodni Sloveniji pa šele v noči med 8. in 9. in še to le prehodno.

V severni in zahodni Sloveniji zasledimo 9. VIII. konvektivno oblačnost, v jugozahodnih predelih celo nevihte, ker so ti kraji že prišli v področje hladnega vlažnega zraka. Istočasno je imela vzhodna Slovenija še stabilno oblačnost, zvečer celo padavine, ker so vzhodno Slovenijo še vedno zajemale obrobne motnje kaplje. 10. zjutraj je vzhodna Slovenija še v mejnem področju med toplim in hladnim zrakom in ima še nekaj padavin, osrednja Slovenija pa le sledove dežja. Čez dan je nastopila menjajoča oblačnost, ker se je kaplja pomaknila nad Balkan in je Slovenija prešla v toplejšo zračno maso.

V vsem obdobju ne zasledimo izrazitih ohladitev, največje ohladitve beleži severozahodna Slovenija, ostala Slovenija je bila ves čas pod vplivom obrobni procesov kaplje.

SUMMARY

The examples we discussed are taken from the material that was dealt with from January of 1954 to January of 1956. In these examples, besides the development of the cold pool also the further processes which occur in connection with the cold pool and their influence on the weather in Slovenia are shown.

In the above mentioned material two ways of the formation of the cold pool are noticed:

- a) by the occlusion of the ground cyclon;
- b) by the advance of the cold air behind the cold front at the weak ground wind.

It was further noticed that usually the lifetime of the cold pools coming from East or from Northeast is longer and the season they appear in is the winter. Those ones, however, that are not bound to the formation of the blockade, appear in summer for the greater part and are only exceptionally detected in winter. When the cold pool moves above the warm sea surface, according to Meyer's vertical impulsive change, a depression is formed under the cold pool over the Adriatic or Genoa bay. The analyses of the discussed examples of relative topography showed that the cold pool moves with the low circulation only when it reaches the ground, that is, when the air column is filled by homogeneous air mass. When, however, the cold pool does not reach the ground it moves with the circulation of that isobar level which is at the same time its lower limitary level.

Apart from these already obtained results also the strong winds which appear on both or only on one side of the cold pool have influence on its movement so that the cold pool does not move rectangularly to these strong winds but on the contrary it is drawn along by these strong currents. In case when the cold pool is surrounded by strong winds from all sides, it is for the greater part static. When forecasting its movement we must not neglect the orography. If the edge of the cold pool is taken in by a strong current also on the lower levels, for the cold pool the orography represents a barrier also above its own height. As soon as these strong currents in the lower levels get destroyed the orography is of influence only within its own height or it represents no hinderness for the cold pool at all. When the cold pool moving towards Slovenia and if staying to the west of the Alps and its eastern part being taken into south-western currents, such an orographic barrier is represented by the Alps and that over their own height. If there is no such a strong current the air flows over the Alps to Slovenia. Beneath the cold pool, especially when it is larger, there can exist currents of different directions. In such cases the different parts of a cold pool move in different directions and that is why the cold pool is getting wider, its form is getting changed which causes the rotation of the horizontal axis of the cold pool. It is usually impossible for the cold pool to retain such a large bulk it has reached and consequently the separation of the cold pool takes place. The function of the newly created pool is usually taken up only by that separated part which gets a closed baric and thermic field.

Besides the motion of the cold pool as a system there is to be distinguished also the vertical motion of the air in the cold pool itself. In the one half of the pool the air rises, it is damp and that is why the condensation takes place; in the second half of the cold pool the air falls and clearings up take place. The material we dealt with enabled us to draw the following conclusion: In case in which the cold pool comes from North or Northeast, that is in winter period, no considerable precipitations are to be noticed because this cold pool is filled by cold air. In that half of cold pool where the air is rising uninterrupted precipitations occur in the summer term, in the other half clearings up or thunderstorms are possible. Throughout the whole course of year besides the above mentioned precipitations also those ones occur that are in connection with the edge processes of the cold pool, that is on the border between the cold air of the cold pool and the warm active ridge along it. With precipitations there is to be noticed the unregular oscillation which I interpret just by the activity of the warm ridge at the cold pool. Thunderstorms occur in summer in the instabile parts of the cold pool when its cold center stays in the heights.

With the already mentioned advance of the cold pool over the warm sea level, in the Mediterranean, a depression is formed whose frontal system is of essential influence on Slovenia as an edge process of the cold pool. When it occupies the northern Mediterranean the southwestern parts of Slovenia get the most precipitations. When the depression stays over southern Adriatic and its frontal system moves towards Northeast, the eastern or northern Slovenia gets the majority of precipitations and they spread from East all over Slovenia.

When treating the cold pools I noticed the following facts: The cold pool which is of influence on our regions is active until predominantly zonal currents prevail over the Atlantic. As soon as these currents are destroyed it changes into a state of weakening.

Literatura:

1. Reuter: Methoden und Probleme der Wettervorhersage, Wien 1954
2. M. Čadež: Über einige Einflüsse orographischer Hindernisse auf die Luftbewegung. Über die orografische Zyklogenese und Antizyklogenese 1955.
3. H. Meyer: Der Eienfluss des vertikalen Impulsaustausches auf synoptische Druck und Temperaturgebilde 1953.
4. R. Scherhag: Wetteranalyse und Wetterprognose 1948.
5. Compendium of Meteorologie 1951
6. W. Buschner: Untersuchungen über Verlagerung, Aufbau und Dynamik zweier winterlicher Kaltlufttropfen 1951.

DOPRINOS K PROGNOZI POMLADANSKIH POZEB V SLOVENIJI
CONTRIBUTION TO THE PROGNOSIS OF SPRING FROST IN SLOVENIA

Z. PETKOVŠEK

551.509.532

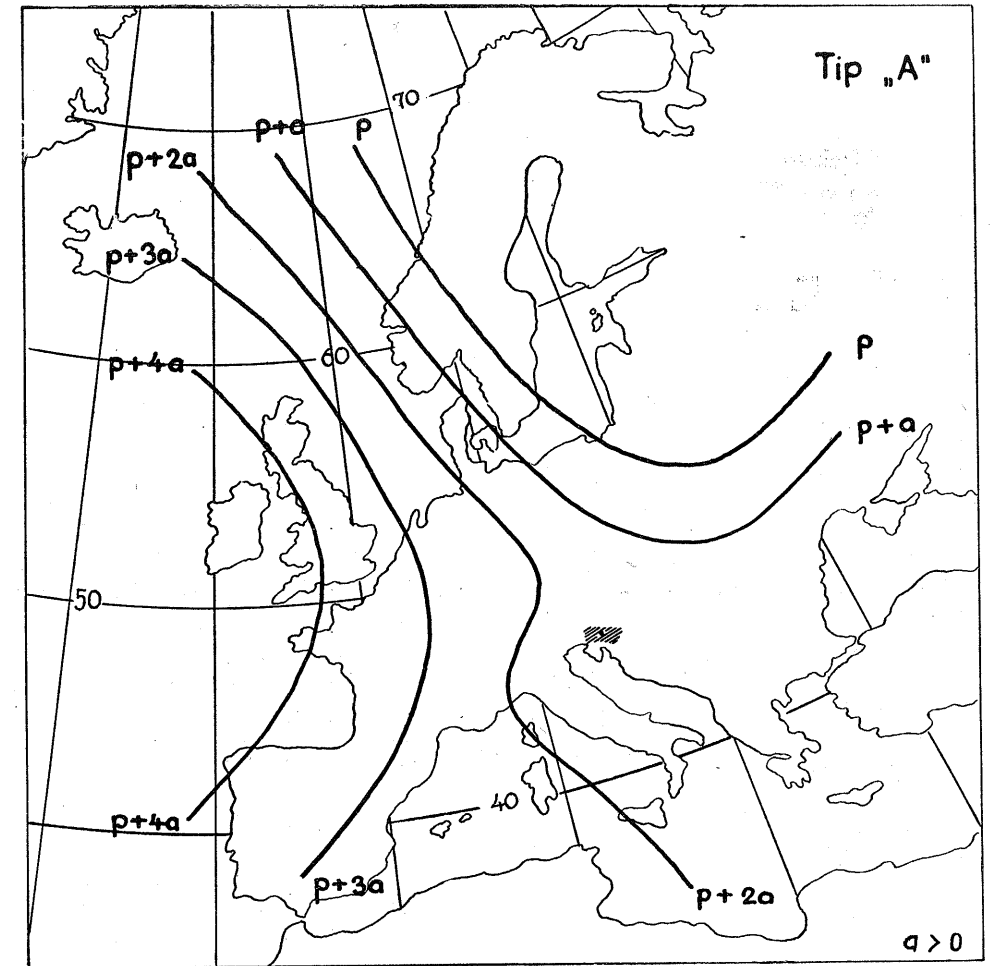
Slana je v Sloveniji tudi še pozno pomladi pogost pojav in ker tudi v jeseni kmalu nastopa, imajo posamezni kraji v nekaterih letih manj kot dvomesečno razdobje brez slane. Pri proučevanju pomladanskih pozeb ob nastopu slane v Sloveniji je bilo kmalu opaziti, da je za nastop tako močne ohlaiditve, pri kateri je prizadeta vegetacija v naših geografskih širinah, potrebna ugodna kombinacija advekcijske in radiacijske ohlaiditve. Radiacijske ohlaiditve so razen od letnega časa, kar se izraža v glavnem v dolžini noči, močno odvisne od trenutnega lokalnega vremenskega stanja. Važna je nadalje nadmorska višina, lokacija posameznih površin itd.

Osnova vsake večje ohlaiditve, ki bi utegnila povzročiti nastop slane in pozebe v poznejšem pomladnem času in s tem uničenje prebujajoče se vegetacije, je advekcija hladnih zračnih mas. Nekaj okoliščin, v katerih se ta spomladi uveljavlja med našimi kraji, si hočemo ogledati v naslednjih odstavkih. Glede na oddaljenost dovolj hladnih zračnih mas v času, ko je v naših geografskih širinah vegetacija v razvoju, bi bilo možno predvideti nevarnost pozebe v ugodnih primerih že nekaj dni v naprej. To bi prognostik izrazil v nekakih izglelih za nastop slane. S tem bi omogočili nekoliko daljši čas pripravam za zaščito posameznih kultur. Pozebo samo pa je možno določiti šele z upoštevanjem lokalnih vplivov in neposrednega uveljavljanja advekcijske ohlaiditve ter na osnovi prognoziranje oblačnosti ponoči.

Za ugotavljanje advekcijskih ohlaiditev nam dobro služi pregled poteka srednje dnevne temperature, v kateri so dokaj dobro zabrisani trenutni vplivi posameznih terminskih opazovanj. Pri problemu pozne slane in pozebe pridejo v poštev predvsem močnejše advekcijske ohlaiditve ali vdori hladnih zračnih mas. Ti se na diagramu poteka srednje dnevne temperature izražajo v širokih, a predvsem globokih minimumih. Zaradi primerjave pa si je potrebno seveda ogledati tudi manj izrazite ohlaiditve, ki lahko v zelo ugodnih okoliščinah tudi povzročijo slano v nekaterih višje ležečih krajih, za gospodarstvo pa so brez pomena. Srednja dnevna temperatura je v našem primeru vzeta iz glavnih sinoptičnih terminov, in sicer tako, da je $t_s = (t_{01} + t_{07} + t_{13} + t_{19})/4$. Glede na velik razseg takih hladnih vdorov in razmeroma majhen razseg obdelovanega področja, to je področja LR Slovenije, zadostuje za potrebno orientacijo kar en kraj. Imeti pa mora dovolj karakteristično in osrednjo lego obdelovanega področja, kar je v tem primeru Ljubljana. Potek na omenjeni način dobljene srednje dnevne temperature za Ljubljano za obdelano dobo je razviden iz

slike 5. Za časovno natančnejše zasledovanje širjenja hladnega zraka pa je taka poenostavitev premočna (1).

Sinoptične situacije nižinskih kart, ki nastopajo v času advekcijskih ohlaiditev, to je hkrati z minimumi na omenjenem diagramu srednjih dnevnih temperatur, kažejo precejšnjo podobnost. Koristno pa jih je še opredeliti v tri



Sl. 1

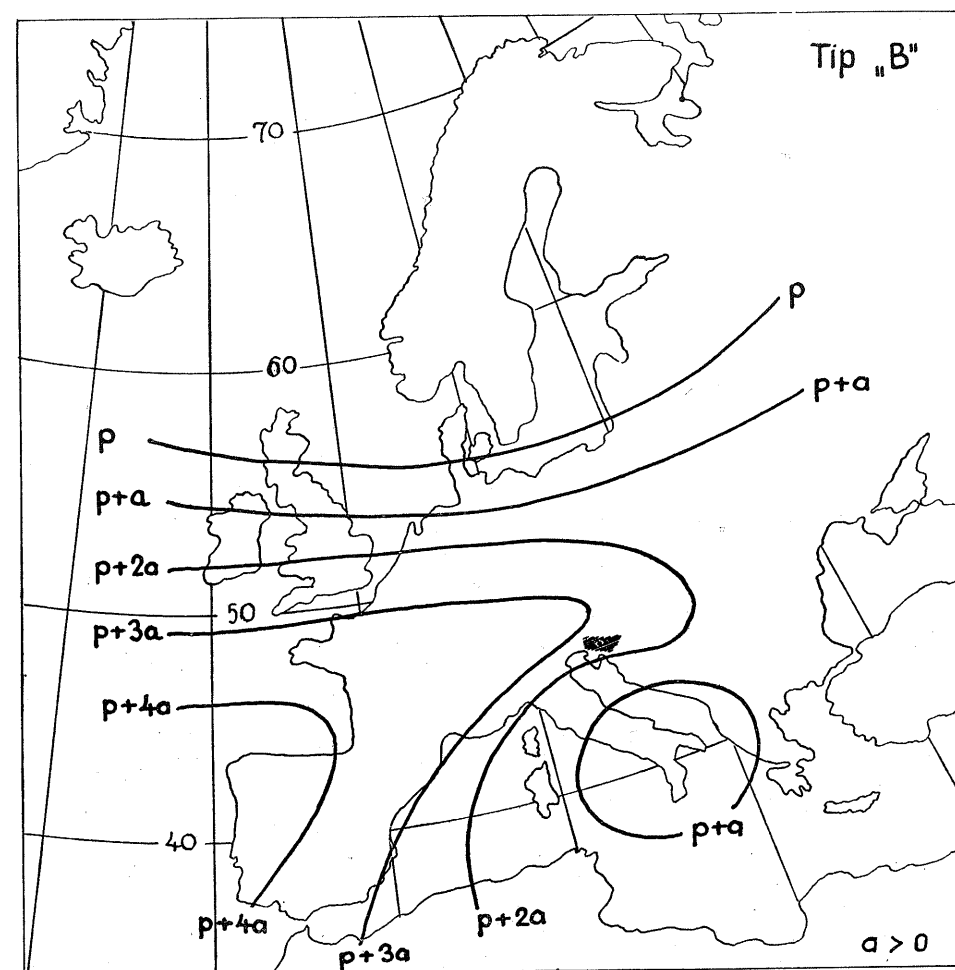
glavne barične tipe. V zvezi z ustrežajočo višinsko situacijo dovedejo namreč prav ti tipi do naših krajev hladnejši zrak, kar da advekcijsko znižanje temperature. Če je to znižanje dovolj močno, nastopa nato ob njih s pomočjo dodatne ohlaiditve po radiaciji tudi v pozni pomladni dobi slana in pozeba.

Barični tip »A« (slika 1) je karakteriziran z anticiklonom nad Atlantskim oceanom, ki sega s svojim severnim robom vsaj do Islanda, ter središčem depre-

sijskega področja v območju Skandinavskega polotoka ali vzhodneje. Ta tip je podoben razporeditvi, ki jo je Defant označil kot situacijo »ledenih mož« (2). Pomik doline in prodor hladnega zraka v višinah 500 mb ploskve gre pri njem v smeri 1 (silka 4). Hladna dolina v višinah kot tudi hladna fronta pri tleh, prodirata od severozahoda, kar je glede na izvor hladnih zračnih mas precej direktno nad naše kraje. Je pa tip A v splošnem uvodni ali začetni tip. Zasludimo ga navadno pred in v prvih začetkih ohladitvene dobe, nato pa preide v enega izmed naslednjih dveh, kar je lepo razvidno tudi iz slike 5. V vsej svoji obliki se vzdržuje dalj časa le takrat, kadar se depresija sama pomakne v smeri 1, ali kadar ima njena izrazita dolina tako smer. Hladen zrak prodira v teh primerih v dveh ali celo večih zaporednih hladnih frontah, ter je seveda celotna ohladitev primerno močna, kot n. pr. 28.—31. V. 1953. V nasprotnem primeru pa se navadno takoj za fronto razraste v srednjo Evropo močan anticiklonalni greben. Tako je orografska depresija, ki pri prodoru iz te smeri redno nastopa južno od Alp, relativno precej okrepljena (3). Če depresija nima pogojev za nadaljnjo poglobitev in ostane slabotna oziroma neizrazita, nastopi prehod v tip B. Ta se navadno kmalu nato izrodi v anticiklonalnem režimu, ki zavladava nad srednjo Evropo in Balkanom. V prvih jasnih nočeh tega režima je slana pogosta, vendar pa se zaradi pozitivne toplotne bilance spomladi njena meja hitro pomika v večje nadmorske višine. Če pa je sekundarna depresija v severnem Sredozemlju močna, glede na primarno Skandinavsko, tako da prevzame glavno vlogo cirkulacije, medtem ko primarna odmira, se anticiklon razvije dalje proti severu oziroma severovzhodu, dobimo sekundarni tip C. Sekundarna depresija se razvije navadno tedaj, ko prodre hladen zrak preko Francije v zahodno Sredozemlje, v manj izraziti obliki pa, ko je prodor od severa zaključen, ob pomiku hladne kaplje iznad kontinenta nad morje, kar zasledujemo predvsem po višinskih kartah. V višinah nastane v večini primerov že pred tem jedro hladnega zraka kot izrazita faza zaključenega prodora. Cepitev v tako zaključeno polje v višinah lahko zasledujemo dobro s predstavo trajektorij, ter lahko končni proces tudi predčasno predvidimo (4).

Sekundarni tip A, to je tip A, ki bi nastal po vdoru oziroma med vdorom po kakem drugem tipu, iz tipa C ne nastaja. V ugodnih primerih ojačanja valovanja polarne fronte, se pa lahko anticiklon tipa B razširi proti severu, medtem ko se depresija nekje nad Skandinavijo okrepi oziroma regenerira. S tem pa se prične nov vdor in je tako nastali tip A pravzaprav primat novega vdora. V višinski cirkulaciji nad nami opazujemo pri tipu A severozahodno ali kvečjemu zahodno smer. Glavna ohladitev pri tleh pa pride navadno od severovzhoda zaradi obhoda zraka okrog Alp skozi Dunajska vrata. Sicer pa je potrebno posebej ugotoviti red prihajajoče fronte, kot tudi ostale okolnosti, ki vplivajo na prehod hladne fronte preko Alp. To je širok in samostojen problem, ki je deloma tudi že obdelan (5). Z ozirom na lego naših krajev, ki je prav v tem pogledu precej svojevrstna, pa še ni dovolj natančno in v celoti proučen.

Tip »B« je vezan na izrazito zahodno cirkulacijo in je običajen za močno Atlantsko aktivnost, ter je zato tudi najpogostejši. Karakterizirata ga izrazita Islandska depresija in Azorski anticiklon. Višinski hladni vdor se izvrši po poti 2 (slika 4). Cirkulacija nad nami je zahodna do jugozahodna, hladna fronta pri



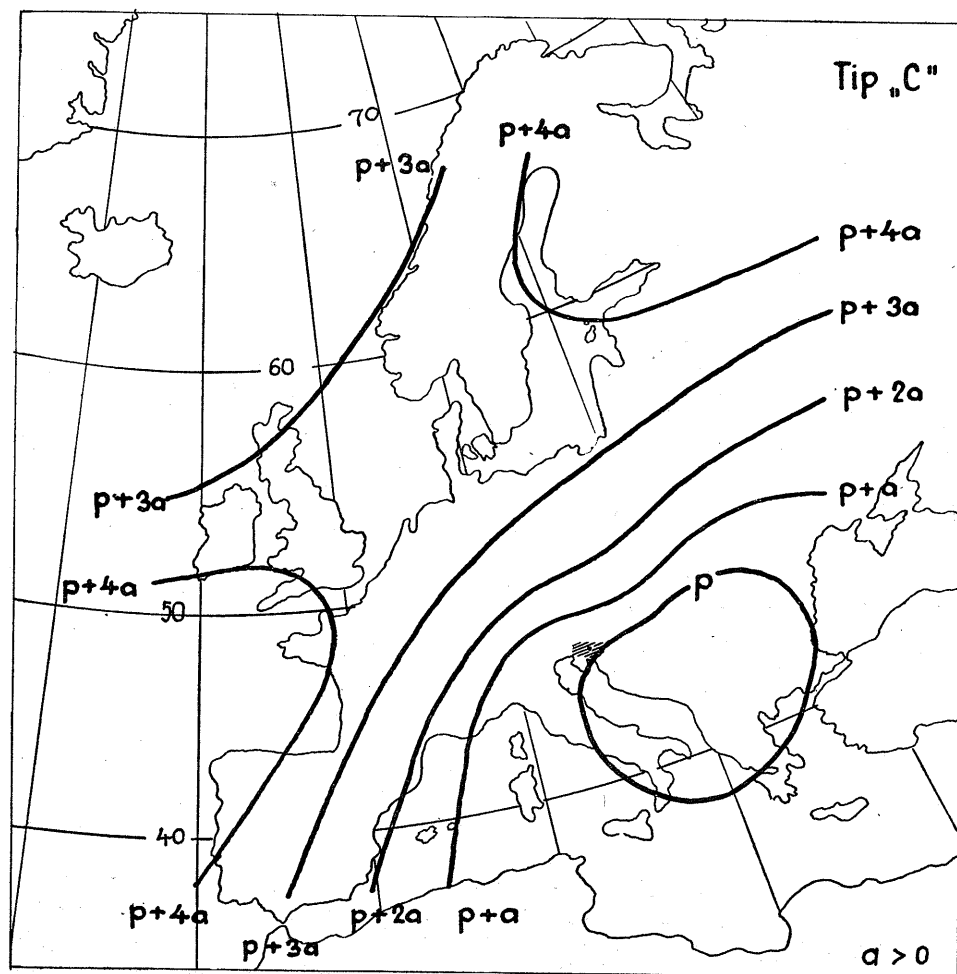
sl. 2

tleh pride do Alp od zahoda. Izrazitost svoje oblike dobi tip B šele tedaj, ko preide hladna fronta Alpe, saj se pri nas ohladitev šele tedaj začne. Za fronto se razširi nad srednjo Evropo anticiklonalni greben, včasih samo prehodno. Pojav orografske depresije južno od Alp, ki tudi v teh primerih redno nastopa, povzroči na Alpah značilen zavoj izobar in preko nas hladne vzhodne tokove.

Z nadaljnjo razširitvijo anticiklona proti severu lahko preide v tip A ter se prodor nadaljuje oziroma ponovi. Pri močni sekundarni depresiji pa preide v tip C, pri katerem se le ojača vzhodno strujanje pri tleh, često ob višinski kaplji. Kadar pa sekundarna depresija nima pogojev za nadaljnji razvoj, preidejo naši kraji ob razširitvi anticiklona proti jugu v izrazit anticiklonalni

režim. V njem imamo zaradi močne pomladanske insolacije dokaj nagel dvig srednje dnevne temperature, sicer še s precej nizkimi jutranjimi temperaturami.

Zaradi dolge obhodne poti, po kateri se zračna masa delno transformira, v večini primerov zgodnje spomladi, ko je ocean razmeroma toplejši od kontinenta, ne povzroča močnejših ohladitev. Pogosteje najdemo zato tip B med ohladitvenimi situacijami pozne pomladi, ko je kopno toplejše, ter lahko dobimo tudi ob zahodni ali jugozahodni cirkulaciji relativno močne adveksijske ohladitve. Absolutno vzeto pa so ohladitve slabe, ter je tip B kot uvodni ali primarni tip za nastop slane najmanj nevaren.



SI. 3

Barični tip »C« karakterizira depresijsko področje jugovzhodno in anticyklonalno področje severozahodno od naših krajev, tako da je nižinska cirkulacija preko naših krajev pretežno vzhodna do severovzhodna. Najčešče je ta tip sekundarnega nastanka in se razvije v času ohladitvene dobe navadno tedaj, ko je glavni prodor po višinski situaciji končan, ter je zato v veliki večini primerov vezan na jedro hladnega zraka v višinah nad severnim Sredozemljem ali Balkanom — sekundarni tip C. Izraža se v močnejši sekundarni depresiji, ki je v počasnem pomiku po poti Vc ali Vd (6), ter na drugi strani v razširitvi srednjeevropskega anticiklona proti severovzhodu, odnosno spojitvi tega s sibirskim. Pogost je nastanek sekundarnega tipa C iz tipa B pri stacionarni islandski depresiji. Tak sekundarni tip C je po jakosti ohladitve dokaj enakovreden matičnemu tipu, časovno pa precej poveča hladno periodo, ter v nižinah ojači dotok hladnega zraka v naše kraje. Posebno nagla in izdatna dodatna ohladitev nastopi takrat, ko postane zaradi primerne premaknitve višinske kaplje, cirkulacija v višinah vzporedna z ono pri tleh. Tedaj so možne nagle razjasnitve ter ponoči dodatne ohladitve po radiaciji. Podobne nagle razjasnitve nastopajo tudi pri preusmeritvi višinske cirkulacije nad našimi kraji na NW zaradi fenskega efekta na Alpah.

V zgodnejši pomladni dobi, ko je severni del kontinenta še hladen, lahko pričakujemo najmočnejše adveksijske ohladitve ob primarnem tipu C. Višinski hladni prodor, pomik doline in prihod hladne fronte pri tleh se vrši po poti 3 (slika 4) oziroma iz te smeri. V tem primeru je močno zmanjšan orografski vpliv na prihod hladne fronte. Z ozirom na splošno zahodno cirkulacijo v naših širinah preko severne hemisfere, pa seveda prodor po poti 3 ni pogost, ter je tudi pojav primarnega tipa C razmeroma redek. Na drugi strani pa je prav zaradi omenjenih razlogov primarni tip C konservativnejši od ostalih dveh. Ob hladnem prodoru po poti 3 imamo namreč nad zahodno Evropo močno advekcijo toplega zraka proti severu. Ves proces prodora se konča v bolj ali manj izrazitem blocking efektu, ki je kot znano zelo konservativen.

Situacije teh tipov nastopajo neposredno pred vdorom oziroma ob vdoru hladnejših zračnih mas. Njihov razvoj pa mora iti očitno tudi dalje v tako smer, da je omogočen nadaljnji dotok hladnega zraka v naše kraje. V veliki večini primerov se ob višku ohladitve nahajajo naši kraji v prehodni coni obeh sistemov oziroma na robu anticiklona, ker so tedaj ugodni pogoji za nočno radiacijo, katera vsekakor precej prispeva tudi k znižanju srednje dnevne temperature. Izvzete so pri tem manjše in krajše ohladitve, ki se pojavljajo v daljši topli periodi ob samem prehodu frontalnih motenj od zahoda. V takih primerih se v splošnem ni bati pozebe, čeprav lahko v posameznih krajih velike nadmorske višine tudi nastopi slana.

Naslednja tabela je dopolnilo k sliki 5 in predstavlja datume, v katerih je nastopila slana na eni ali več izmed 11 sinoptičnih postaj, ki so dokaj enakomerno razporejene po obdelanem področju. Nobena izmed njih pa ni za nastop slane posebno značilna, zato slana v mesecu juniju pri njih v splošnem ne nastopa ter je celotna slika zato bolj karakteristična.

Tabela 1

leto	april	maj	junij
1956	1, 3, 4, 6—13, 21,	2, 14, 15, 21, 22, 24, 26, 41,	
1955	1—4, 7, 13—28,	3, 4, 9, 13, 14, 17, 18, 22—25,	1, 3,
1954	1, 10—16, 19—21, 23—26,	5, 21,	
1953	2, 3, 13, 14, 18—22, 24, 29, 30,	1, 9—14,	
1952	4, 7, 8, 10—12,	19, 21, 22,	
1951	2, 3, 5—7, 14, 16—18, 23, 24, 26,	7, 13, 14, 21,	
1950	1, 2, 4—9, 16, 18, 27, 29,	2—5, 12,	
1949	1—3, 9—13, 15—18,	7—9, 16,	

Češče zasledimo v posameznih krajih Slovenije, zlasti v višjih legah slano tudi pozno v mesecu juniju, čeprav srednja dnevna temperatura v Ljubljani ne pade pod 12°C. Najpoznejši datum s slano zadnjih štirih let ima Babno polje (756 m), kjer je nastopila slana še 22. junija in to v letu 1956. Zadnji dnevi s slano nekaterih krajev v Sloveniji po posameznih letih, ki padejo v mesec junij, so podani v sledeči tabeli (7):

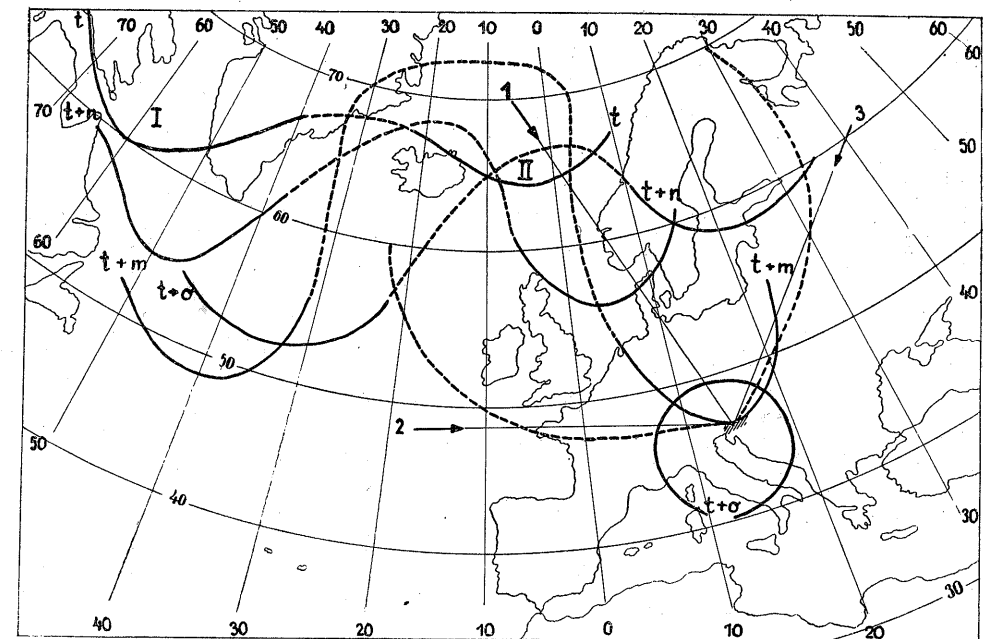
Tabela 2

1956	10. VI. Rovtarica (1120 m)
	10. VI. Martinček (1250 m)
	21. VI. Stare Ognice (930 m)
	22. VI. Babno polje (756 m)
	(tabela za to leto je nepopolna, ker je bilo pregledano in upoštevano razmeroma majhno število postaj)
1955	1. VI. 22 raznih postaj Slovenije
	3. VI. 9 raznih postaj Slovenije
	14. VI. Vernica (1150 m)
	14. VI. Mrzli studenec (1224 m)
	15. VI. Babno polje (756 m)
	15. VI. Martinček (1250 m)
	16. VI. Stare Ognice (930 m)
	17. VI. Trnovo (789 m)
1954	8. VI. Mrzli studenec (1224 m)
1953	2. VI. Slovenska vas (470 m)
	3. VI. Martinček (1250 m)
	4. VI. Martinček (1250 m)
	4. VI. Rovtarica (1120 m)
	4. VI. Gamance (937 m)

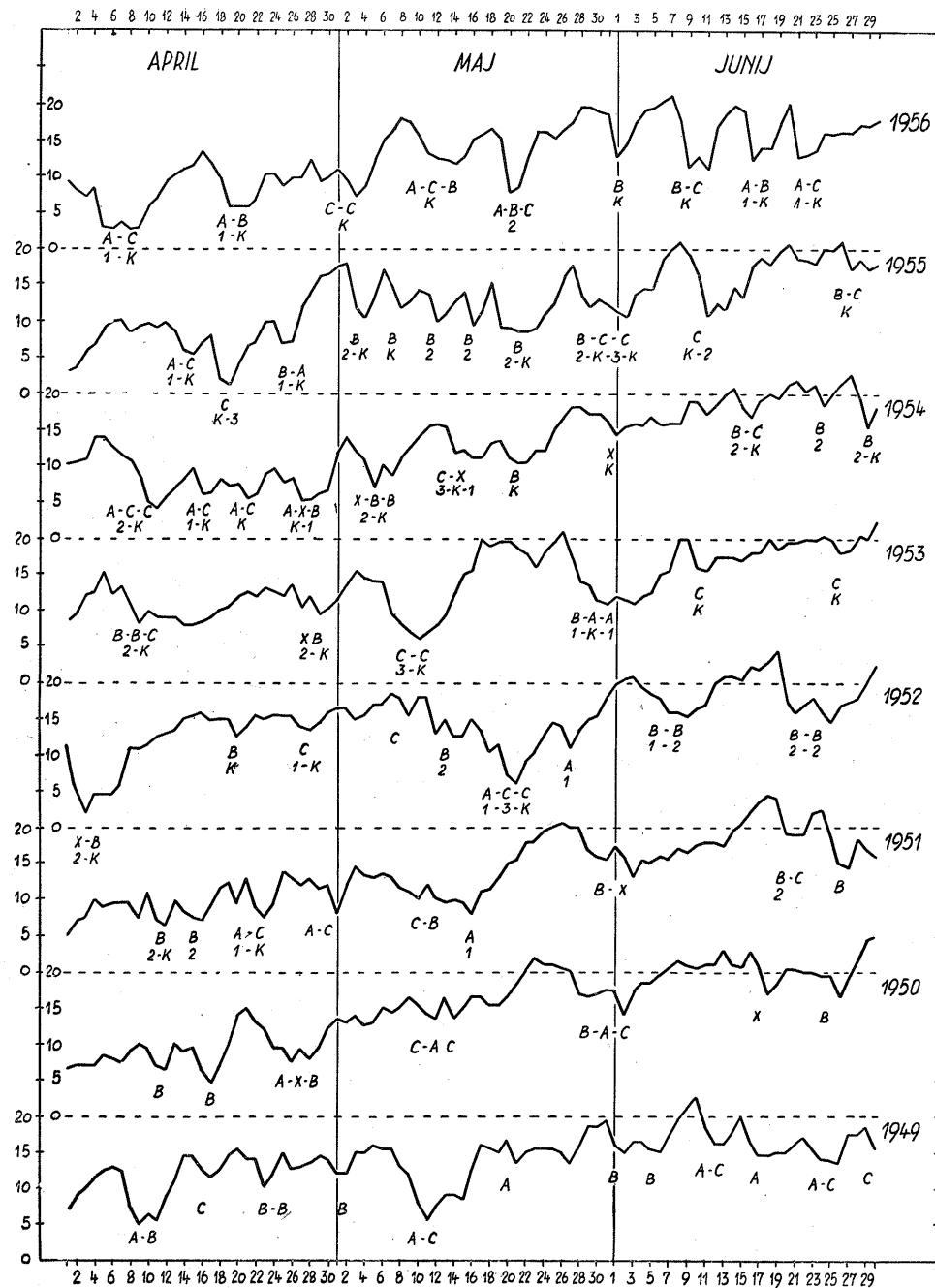
Osnova vsake večje ohladitve je prodor arktičnega zraka po čim krajši poti nad naše kraje. Za zasledovanje tega so seveda primernejše višinske karte, zlasti karta 500 mb ploskve. Na tej je vedno in prav brez izjeme, v času

neposredno pred minimumom na diagramu srednjih dnevni temperatur, cirkulacija nad severnim Atlantikom in Evropo vedno bolj ali že močno meridionalna. Izrazita dolina in jezik hladnega zraka se ob tem širi proti jugu. Naši kraji leže v tem letnem času že precej južneje od linije povprečnega poteka polarne fronte. Hladen zrak portebuje zato često par dni, predno doseže naše kraje. Poznanje zakonitosti njegovega približevanja našim krajem bi nam omogočilo predčasno opozorilo na močnejšo ohladitev.

Omejimo se na področje, ki pride za nas v poštev, to je severna Amerika, severna Evropa in področje med njima, ter na obdelano pomladno dobo v letih 1954—55—56. Močna meridionalnost cirkulacije pred vdori se izraža v močnem valovanju polarne fronte. To valovanje se zdi, kot da se širi od zahoda. Opaziti je bilo, da nastaja val polarne fronte med Grönlandom in Evropo nekoliko potem, ko se pojavi dolina nad severno Ameriko, odnosno med njo in Grönlandom. Njena amplituda zato sprva zaostaja za amplitudo primarne, v nadaljnjem razvoju pa jo često prehititi. Ta sekundarna dolina, ki je za nas »nevarna« se pojavi torej nekoliko pozneje približno 55° geografske dolžine vzhodneje. Krajši valovi se razvlačijo in ko dosežejo omenjeno valovno dolžino, jim prične amplituda hitro rasti. Pri iznakaženih in daljših valovih pa gre navadno glavno širjenje doline proti jugu v smeri, ki odgovarja razmaku 55° geogr. dolžine oziroma teži k temu. Ko primarna dolina 500 mb ploskve



Sl. 4 — Nekoliko idealiziran primer primarne (I) in sekundarne (II) doline v različnih stadijih razvoja, kakor navadno nastopa pri prodoru iz smeri 1. Stadij t + o predstavlja stanje po cepitvi doline v jedro. 1, 2 in 3 so glavne smeri prodorov.



Sl. 5
Potek srednje dnevne temperature Ljubljane za obdelano dobo v °C v ordinati. V prvi vrsti pod minimi so nastopajoči barični tipi (A, B, C, X). Številke v drugi vrsti kažejo odgovarjajočo smer pomika z ozirom na sliko 4, K pa pomeni obstoj višinskega jedra ali kaplje. Dopolnilo k tej sliki z ozirom na nastop slane sta tabeli 1 in 2

usahne ali se izrodi v zaključeno polje, se tudi sekundarna dolina nad Evropo odcepi od zaledja, le redko pa usahne. K nastanku takega jedra očitno ugodno vpliva kopna podlaga, zakaj iz primarne doline nad Atlantskim oceanom, se jedra redkeje tvorijo in so manj izrazita. Pri sekundarni dolini, ki se je razvila po poti 2, pa nastopa pojav cepljenja čisto šele tedaj, ko se ta premakne nad kopno, toda ne prej kot je porast primarne doline končan. Cepitev označuje »K« na sliki 5. Odkloni od gornjih opažanj gredo predvsem v valovih z večjo valovno dolžino in to zlasti v maju in juniju leta 1955. V ostali omenjeni dobi pa precej dobro drže, primeri se pojavljajo skoro pred vsako ohladitvijo, ter se zdi, da niso le slučaj. Tako imamo v omenjeni dobi skupno 45 bolj ali manj izrazitih primerov in le 5 vdorov, kjer omenjena razdalja ne nastopa. Vsa pravkar omenjena zapažanja so nastala na podlagi vizuelnega zasledovanja brez natančnejše statistične obdelave višine geopotenciala 500 mb ploskve odnosno njenega termičnega polja.

Na sliki 4 je prikazan pojav in razvoj primarnega (I) in sekundarnega (II) vala odnosno doline na 500 mb ploskvi, v nekoliko idealizirani obliki, kot navadno nastopa pri smeri 1. Pri tleh mu odgovarja barična situacija tipa A. Od cepitve v kapljo in njenega nadaljnega razvoja in pomika, ki ga ni mogoče na kratko splošno odrediti, je odvisen tudi nadaljnji potek ohladitve. V zgodnji spomladi, ko je kontinent razmeroma hladnejši od morja, sta si po moči ohladitve enakovrednejši smeri 1 in 3, čeprav smer 3 redko nastopa, ter dobimo iz teh smeri najjačje advekcijske ohladitve. V poznejši dobi pa, ko je hladnejši ocean, kopno pa je že toplo, ter nastopa tudi po poti 3 močnejša transformacija zračne mase, sta enakovrednejši smeri 1 in 2. V pozni pomladi moremo zato dobiti tudi po poti 2 relativno močne ohladitve, ki so le redko nevarne. Seveda nastopajo v naravi vse vmesne smeri. Prodori pa prihajajo tudi iz smeri južnejše od 2 in vzhodnejše od 3, vendar so prodori izven okvira krajnih smeri redki. Podobno opazimo tudi med baričnimi tipi ohladitvenih period vse vmesne stopnje in njihove kombinacije. Povsem drugačne situacije (tipa X na sliki 5) pa so prav tako zelo redke, ohladitve ob njih pa le relativno izražene, slabe in zato tudi brez nevarnosti.

Omenjene ugotovitve se naslanjajo na dobo, podano s temperaturnim diagramom na sliki 5. Okoliščine, v katerih se pojavljajo ohladitvene dobe ali v glavnem vdori hladnega zraka v naše kraje spomladi, imajo torej precej skupnih potez, vendar obstojijo med njimi tudi bistvene razlike. S pomočjo podanih ugotovitev in opažanj si je možno ustvariti dovršen del situacijske sheme, ki nam nudi pri nadaljnjem tekočem delu, zlasti pri dajanju izgledeov za nastop slane, dokaj opore. Na njihovi osnovi lažje zasledujemo nastanek in premik višinskih dolin ter do neke mere natančnosti predvidimo njih bodoč položaj, včasih tudi za par dni v naprej. Ugotovimo torej možnost nastopa ohladitve sploh; če pa upoštevamo, kako se določena smer nadalje razvija in pri nas izraža, ter ugotovimo prevladujoč barični tip, lahko predvidimo tudi približno jakost in nevarnost ohladitve.

SUMMARY

For such considerable cooling down in Slovenia during the spring which affects the vegetation, a combination of advection and radiation cooling is needed. The basis is advection of very cool air masses. With regard to the distance of the sources of these air masses from Slovenia in spring it should be possible in some satisfac-

tory cases to foresee the danger of frost usually a couple of days in advance. The course of mean daily temperature in Ljubljana is taken for the basis to fix the advection coolings (Fig. 5). This place has the central and characteristic position of the treated district.

The synoptic situations appearing simultaneously with the minimums on the above mentioned diagram are classified in three main baric types A, B and C and all the others (X) which are, however, rare.

The baric type A is generally the introductory or initial type. Here the cold air comes via 1 (Fig. 4) that is rather directly from its source over Slovenia whereby the coolings are considerably strong. The type remains in this form for a longer time only when the depression moves via 1 or when its trough has this direction. Several successive cold fronts pass Slovenia and the coolings down are very strong. Usually the Type A goes soon over to one of the following two types.

The type B is characteristic of the typical western circulation and is therefore most frequent. The type gets its characteristic form when the cold front reaches the Alps. The cold air advances via 2 that is why a stronger transformation of air mass occurs. The coolings by this type are therefore in general weaker; in the late spring they are relatively more expressive although without considerable danger. With the weak secondary depression the anticyclonical regime soon overtakes our country, with the strong one, however, it turns into the type C and that is what causes the prolongation of the cool period.

The baric type C is in most cases of **secondary** origin because it gets developed from one of the above mentioned types during the cool period when the secondary depression in the North Mediterranean is strong. In higher spheres therefore a closed field of the cold air is to be found in most cases over this area. As for the intensity of the cooling this type is equivalent to the original type but as the time regards it prolongs the cooling period. Early in spring when the northern part of the continent is still cold it is the **primary** type C that causes considerable coolings. With it the advance of cold air takes via 3. Owing to the general western circulation this advance is rare and so is therefore the primary type C. The type C is therefore more conservative than the others, which is due to the high level blockade that appears with it.

Immediately before the pretty cold air masses come to Slovenia the circulation on the 500 mb level between Europe and America is strongly meridional, that means that the polar front waves considerably. This undulation was visually followed in spring time of the years 1954, 1955 and 1956. It was noticed that the wave of the polar front between Grönland and Europe is formed a short time after the formation of a trough over the North America or between it and Grönland. Its amplitude is therefore at first smaller than that of the primary one but in the further development it usually overtakes it. This secondary trough that is dangerous for Slovenia appears then a little later for approximately 55 deg. geographical longitude more to the East. The shorter waves grow in length and when reaching the mentioned wave length their amplitude begins to grow quickly. At the deformed and longer waves the main spreading of the trough usually takes the direction towards the South which corresponds to the distance of 55 deg. of geographical longitude or it tends to take it. When the primary trough on 500 mb level disappears or changes into a closed field, also the secondary trough over Europe is separated from its background but it seldom vanishes. The separation is marked by K on Fig. 5. Deviations from this observations occur chiefly at the waves of the greater wave length, and especially in May and June of 1955. During the rest of the mentioned period they are rather exact, examples occur nearly always before every more considerable cooling period and it seems that it is not only by accident that they appear.

According to the position of the primary trough on the 500 mb level but more exactly a little later according to the direction of the development of the secondary trough, we can in this way foresee, exactly to a certain extent, the possibility of a more considerable cooling period sometimes some days in advance. On the whole the direction of the development of the secondary trough already defines the prevailing baric type or the order of types in a particular cold period. The schema of

types and the fact they make their influence felt in our country indicates so the approximate intensity of the cooling and so the danger of frost and it makes a preliminary warning possible.

Literatura:

1. M. Čadež: Analiza vremena u FNRJ u 1951 godini. Beograd SUHMS 1954.
2. A. Melik: Slovenija, Ljubljana 1935 citira Defanta.
3. M. Čadež: Über die orographische Zyklogene und Antizyklogene. Ber. Dt. Wetterdienst 1955.
4. Handbook of Meteorology, New York 1945.
5. Archiv für Meteorologie, Wien 1949. (Kletterer.)
6. Chromow: Einführung in die Wetteranalyse, Wien 1942.
7. Letno poročilo UHMS LR Slovenije 1953, 1954, 1955.

**VREMENSKA DOGAJANJA V ZVEZI S PRODOROM HLADNEGA ZRAKA
PREKO ALP IN VPLIV OROGRAFIJE NA PADAVINE**

**WEATHER OCCURANCES IN CONNECTION WITH THE ADVANCE OF
COLD AIR OVER THE ALPS AND THE OROGRAPHICAL INFLUENCE
OF PRECIPITATIONS**

J. PRISTOV

551.515.8

UVOD. V Sloveniji močno vpliva orografija na razporeditev padavin, kakor tudi na ostala vremenska dogajanja. Posebno važni so prodori hladnega zraka, katere so obdelovali že različni domači in tuji avtorji. Slovenija dobi v letnem času največ padavin prav ob teh prodorih. Množina, kakor tudi razporedba padavin, zavisi od vrste in lege fronte. Zgodi se, da pride neizrazita hladna fronta do Alp in se ob njih, predvsem za naše kraje, zaradi orografije aktivira ali pa pride izrazita hladna fronta in ob Alpah oslabi ali celo lahko izgine.

S prodorom hladnega zraka preko in okoli Alp je tesno povezana sekundarna, zajezitvena depresija, ki nastane nad severnim Jadranom ali Padsko nižino. Ta depresija je v toplen zraku in so zato dani pogoji za močno konvekcijo oziroma nevihte.

V tej razpravi so podani samo trije primeri, zaključki pa se ne nanašajo samo na te primere, temveč so rezultat širše obdelave. Dokumentarno gradivo je precej obširno tako po statistiki, kakor tudi s preseki in ostalimi radiosondnimi podatki, kateri pa niso priloženi. Pri sekundarnih depresijah sem se zaenkrat omejil samo na zajezitvene depresije, ostale pa so izpuščene.

PREHOD HLADNE FRONTE OD SEVERA

Vremensko stanje 17. III. 1956.

Od severnega ledenega morja preko Skandinavije do srednje Evrope sega izrazita višinska dolina, katera se ne odcepi saj ni topli zrak aktiven niti na vzhodni niti na zahodni strani [1]. Celotna dolina se počasi pomika proti vzhodu v zvezi s pomikom prizemne depresije z jedrom nad jugovzhodno Finsko. Hladna fronta pri tleh poteka preko srednje in zahodne Evrope skoro popolnoma v zonalni legi in se pomika proti jugu (sl. 1). Višinska dolina je široka in ima na svojem južnem delu močne zahodne vetrove, ki postopoma prehajajo v severozahodne (sl. 2). Nad Slovenijo je jugovzhodni veter le nekako do višine gorskih pregrad, nad njim pa prevladuje NW komponenta.

Takoj ko pride pri tleh hladni zrak do Alp, nastopi na severni strani gorskega masiva porast pritiska, na južni strani se padec pritiska še nadaljuje.

Lepo se vidi zajezitev hladnega zraka ob Alpah. Vse obrobne postaje Alp zabeležijo v višinah, predvsem do 3000 m, padec temperature. Samo Padska nižina, to je na južni strani Alp, ima vsaj v nižjih plasteh slaboten porast temperature, oziroma vsaj ne zabeleži padca.

TABELA I.

		850 mb				700 mb				500 mb			
		17. III.		18. III.		17. III.		18. III.		17. III.		18. III.	
		04h	16h	04h	16h	04h	16h	04h	16h	04h	16h	04h	16h
Budimpešta													
-2°C	0°C	-7°C	-9°C	-8°C	-11°C	-8°C	-18°C	-24°C	-25°C	-31°C	-36°C		
Dunaj													
-3°C	-6°C	-9°C	-7°C	-12°C	-16°C	-20°C	-20°C	-27°C	-30°C	-39°C	-36°C		
München													
-4°C	-6°C	-8°C	-8°C	-10°C	-15°C	-20°C	-20°C	-25°C	-31°C	-37°C	-40°C		
Poierne													
1°C	0°C	-9°C	-7°C	-4°C	-11°C	-16°C	-18°C	-22°C	-26°C	-27°C	-30°C		
Nimes													
4°C	5°C	-1°C	-2°C	-4°C	-6°C	-11°C	-6°C	-24°C	-23°C	-22°C	-25°C		
Milano													
3°C	0°C	-1°C	-4°C	-5°C	-5°C	-11°C	-14°C	-25°C	-24°C	-26°C	-29°C		

Iz vertikalnega preseka skozi atmosfero ugotovimo, da je hladna fronta precej strma, brez aktivnega toplega zraka pred fronto, torej je po Bergeronovi klasifikaciji drugega reda [2].

V noči od 17. na 18. III. zajame hladni zrak celotno obrobje Alp, tako da prodira proti jugu vzhodno in zahodno ob njih. Padska nižina ostane v nižinah v toplejšem zraku do višine gorskih grebenov, bodisi zaradi toplejše zračne mase ali spuščanja zraka. Nad njimi prevladuje severozahodno strujanje.

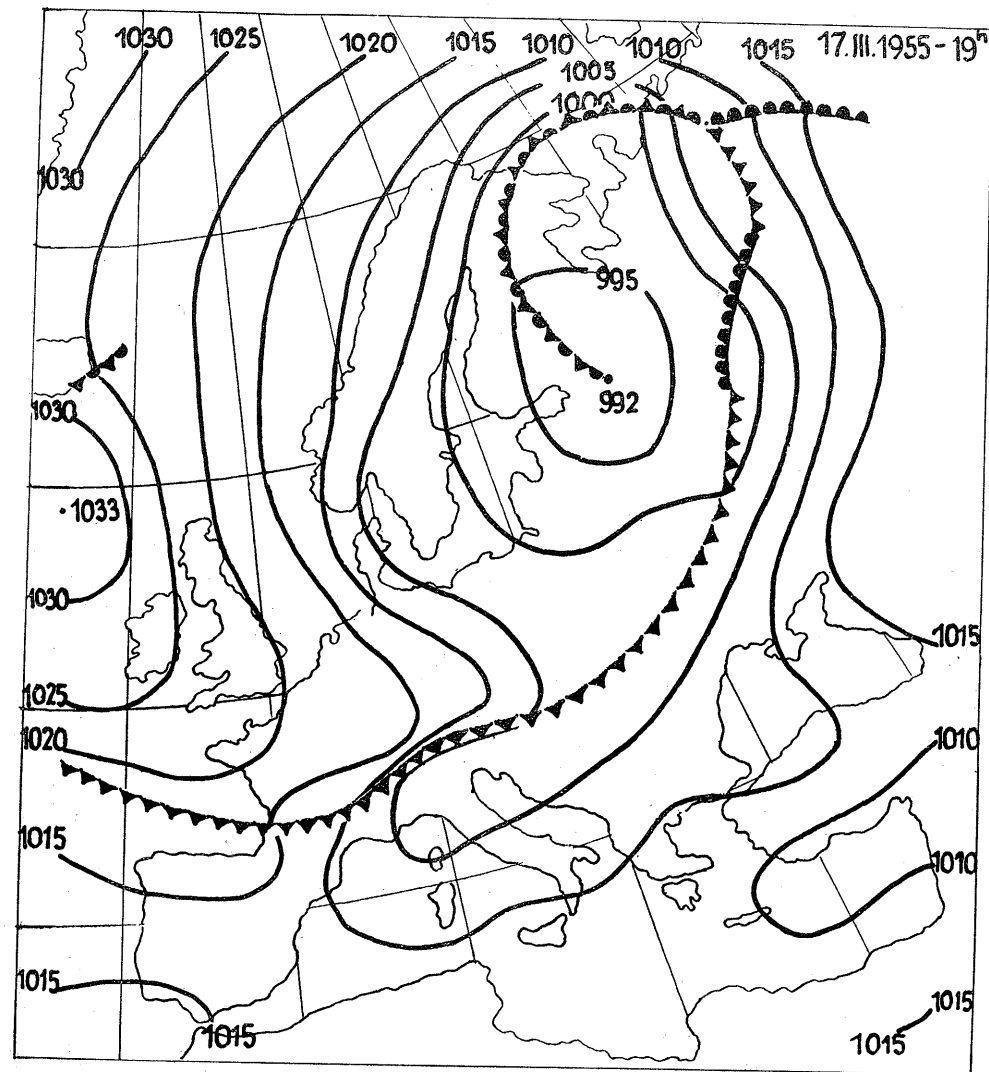
Hladni zrak, ki pride na zahodnem obrobju Alp v Sredozemlje, sega le nekako do višine 3500 m. Nad centralnimi Alpami sega nekako do 5000 m zelo izrazit pa je na vzhodni strani Alp.

V zvezi z dotokom hladnega zraka nastopi tudi porast zračnega pritiska. Najprej nastopi na severni strani Alp, se pomika nato ob Alpah proti vzhodu, skozi Dunajska vrata v Panonsko nižino, in šele od tu dalje proti zahodu, to je preko Slovenije nad severni Jadran. Istočasno nastopi porast pritiska tudi nad Rhonsko dolino, ki pa ni tako izrazit (hladni zrak je le plitek) in se pomika preko Sredozemlja proti vzhodu.

Najdalje pada pritisk nad Padsko nižino in severnim Jadranom. Hladna fronta se je namreč zaustavila na Alpah, s tem pa ima Padska nižina še vedno topel zrak. Dokler ne pride hladni zrak preko grebenov, pritisk ne poraste. Kakor hitro pride preko njih, in se na drugi strani deloma spusti v obliki fena, nastopi v Padski nižini slaboten porast pritiska in istočasno nastopijo tudi slabe padavine.

V primerih, ko je višinska dolina pomaknjena že toliko na vzhod, da nastopi preko Alp severozahodno strujanje in nima težnje k odcepitvi samostojnega hladnega jedra, je običajno nad Francijo že aktiven topli zrak, ki slabi hladno fronto nad zahodno Evropo.

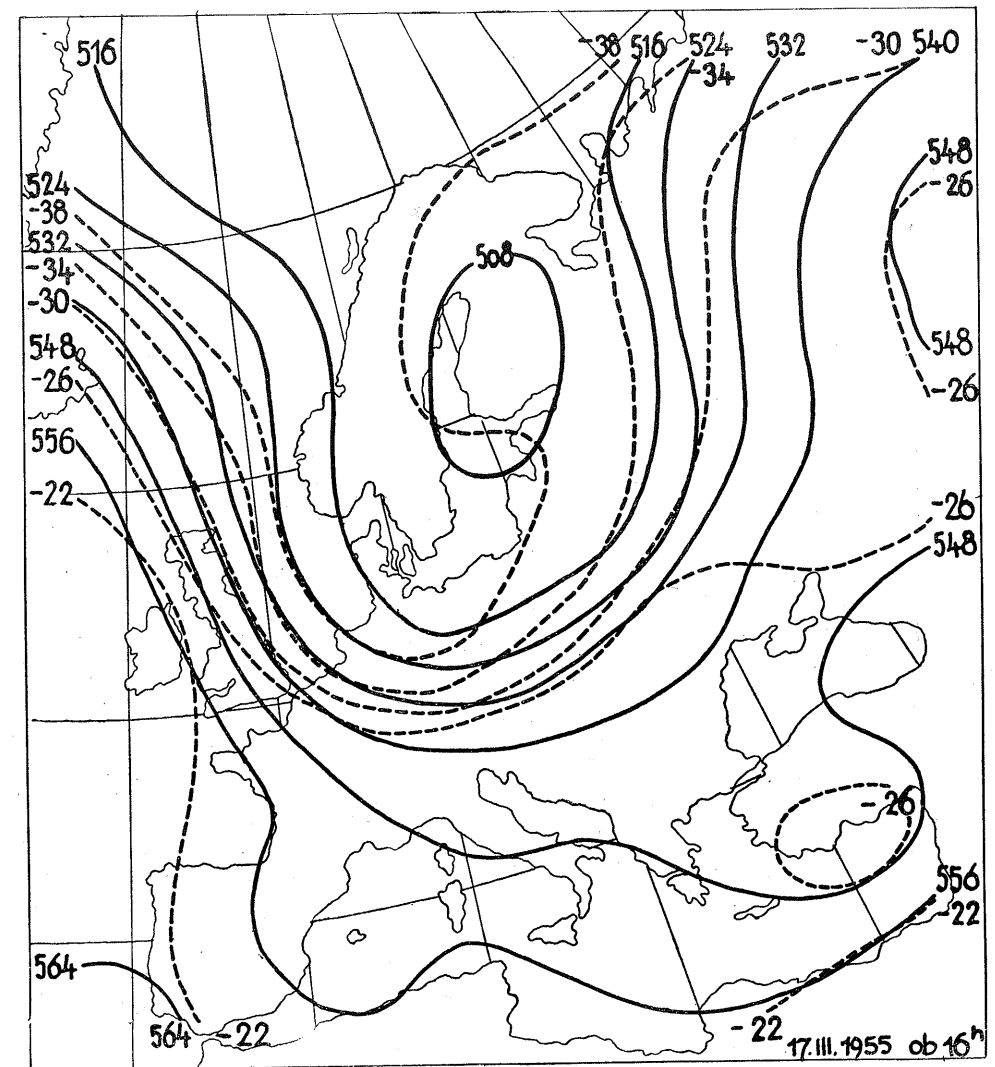
V praksi smo zasledili, da so ti prodori zelo hitri in trajajo padavine po navadi manj kot 12 ur. Za njimi nastopi severozahodni fen in s tem razjasnitve.



Sl. 1 — Prizemno vremensko stanje pred prihodom fronte

Vpliv na vreme v Sloveniji:

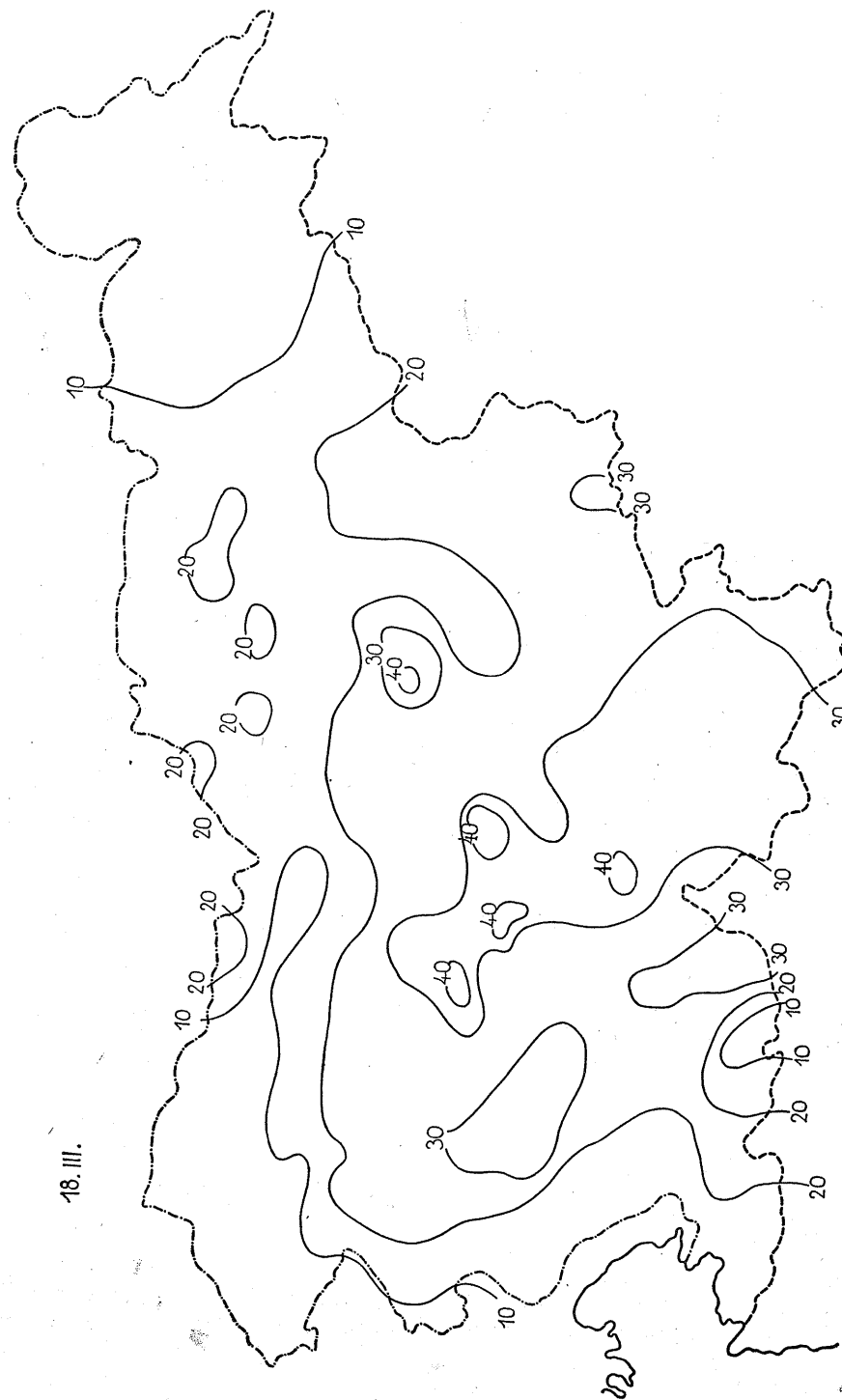
Že v 16. III. prične pritisk po vsej Sloveniji enakomerno, a znatno padati in pada vse do prodora hladnega zraka. Sprva je še jasno vreme, nato se najpreje pojavijo visoki oblaki, le na Primorskem je nastopila nizka in srednja oblačnost. Prav tako se je oblačnost tudi najdalj zadržala v zahodni Sloveniji. V ostalih predelih so nastopile 18. III. takoj zjutraj delne razjasnitve, dočim je bilo na Primorskem še popolnoma oblačno vreme.



Sl. 2 — Absolutna topografija 500 mb ploskve — izohipse — — — izoterme v 0°C

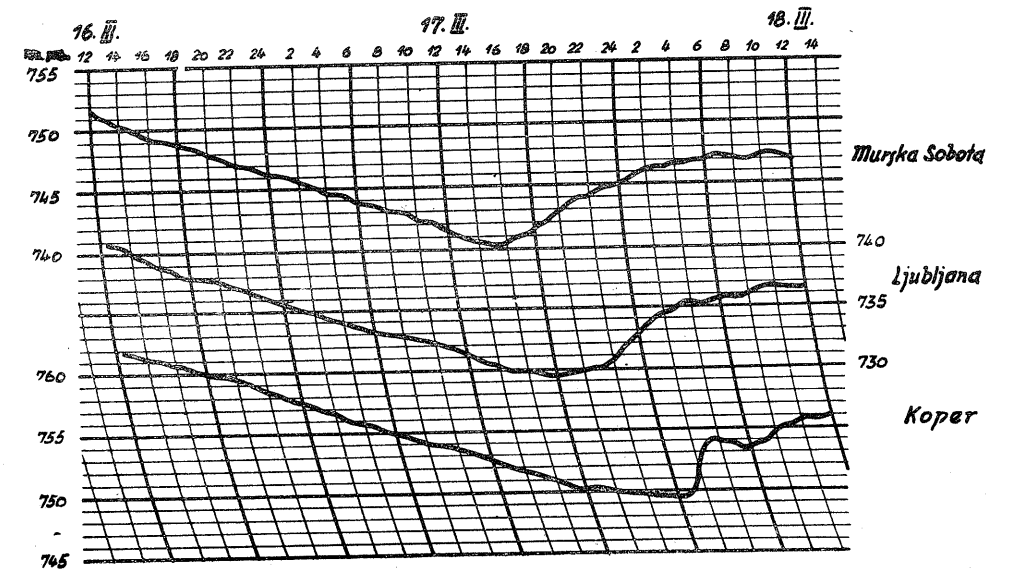
Množina padavin je razdeljena po Sloveniji sorazmerno zelo enakomerno (sl. 3). Najmanj jih dobi vzhodna in severovzhodna Slovenija, največ pa južna in osrednja Slovenija. Orografski efekt ni izražen, saj le ta pride v poštev pri aktivnem toplom zraku.

17. III. zvečer se zadržuje hladni zrak že za Alpami, oziroma je hladna fronta na Alpah in povzroča slabotno konvergentno strujanje. Temu odgovarja na južni strani okrepljeno jugozahodno strujanje. S tem si lahko razložimo oblačnost v zahodni Sloveniji že pred prodorom hladnega zraka. Padavine so



18. III.

Sl. 3 — Razporeditev padavin pri prehodu hladne fronte od severa



Sl. 4 — Potek zračnega pritiska v posameznih krajih Slovenije

bile slabe zaradi tega, ker ni bilo močnega jugozahodnega vetra. Orografija ne pride do izraza iz istih vzrokov, kakor tudi zato, ker je bil v kotlinah zajezen hladni zrak [3], vendar še vedno toliko topel, da je namesto snega rosilo. Vzhodna Slovenija je že na vzhodnem obrobju gorskega masiva in zato izpadejo predfrontalne padavine. Vsekakor vpliva prodor hladnega zraka v višinah preko Alp, zato se je zračni pritisk ustalil v zahodni Sloveniji že precej pred prodorom hladnega zraka od vzhoda. Ko pride hladni zrak preko Dunajskih vrat v Panonsko nižino, je nagib diskontinuitetne ploskve precej položen. To pride še toliko bolj do izraza nad Slovenijo, ko se hladni zrak razliva proti zahodu. Prav zato ni v vzhodni Sloveniji skoka pri porastu pritiska, temveč raste lepo enakomerno (sl. 4). Ko pride hladni zrak iz vzhodne v zahodno Slovenijo, mora preko različnih orografskih ovir. Te delujejo kot zaježitev in mora zato hladni zrak napolniti najprej vzhodne nižine in se šele nato lahko pretoči preko gorskih ovir. Hladni zrak zaradi tega prodre v kratkem času v nižje ležeče predele na zahodni strani gorskih ovir.

Padavine ne nastopijo v vzhodni Sloveniji takoj ob prodoru hladnega zraka, temveč šele kasneje in to skoro istočasno, kot v zahodni Sloveniji, oziroma le malo prej. Vzrok je v tem, da nastopijo padavine le ob zadostnem dviganju zraka. Ob prodoru hladnega zraka res nastopi dviganje toplega (saj je smer vetra pri tleh vzhodna, na višini pa zahodna), vendar ni zadostno. Šele ko doseže hladni zrak zadostno višino, nastopijo padavine, takrat pa se hladni zrak že tudi prelije v nižje ležeče zahodne predele in prav zato nastopijo padavine skoro istočasno. Razlika je le v karakteristiki padavin. Dočim imajo vzhodni predeli precej enakomerne padavine, so v zahodni in osrednji Sloveniji ob prodoru hladnega zraka v obliki ploh, nastopajo pa celo nevihte in

sicer iz dveh vzrokov: ponoči je prešel hladni zrak v višinah Alp in s tem labiliziral atmosfero (pogojna nestabilnost). Hladni zrak, ki je prišel iz vzhoda, je prisilno dvignil topli zrak, ki je s tem dobil potreben impuls pri pogojni nestabilnosti. Nad vzhodno Slovenijo nevihte ne nastopijo.

Prodor hladnega zraka od severozahoda med 15. in 16. majem 1955.

Že 14. V. pride prva hladna fronta do severne strani Alp in temperaturno ne vpliva na južne predele niti v nižinah niti v višinah. Indirektno le toliko, da se pomakne višinska dolina nekoliko proti jugu. Druga hladna fronta je že usmerjena skoro pravokotno na višinsko strujanje in je zelo hitra ter mnogo bolj izrazita, sega višje, a ima tudi precejšnjo hitrost proti vzhodu. Za njo zasledimo znaten porast pritiska, ki ustvarja celo slaboten klin, česar za prvo fronto ni bilo opaziti.

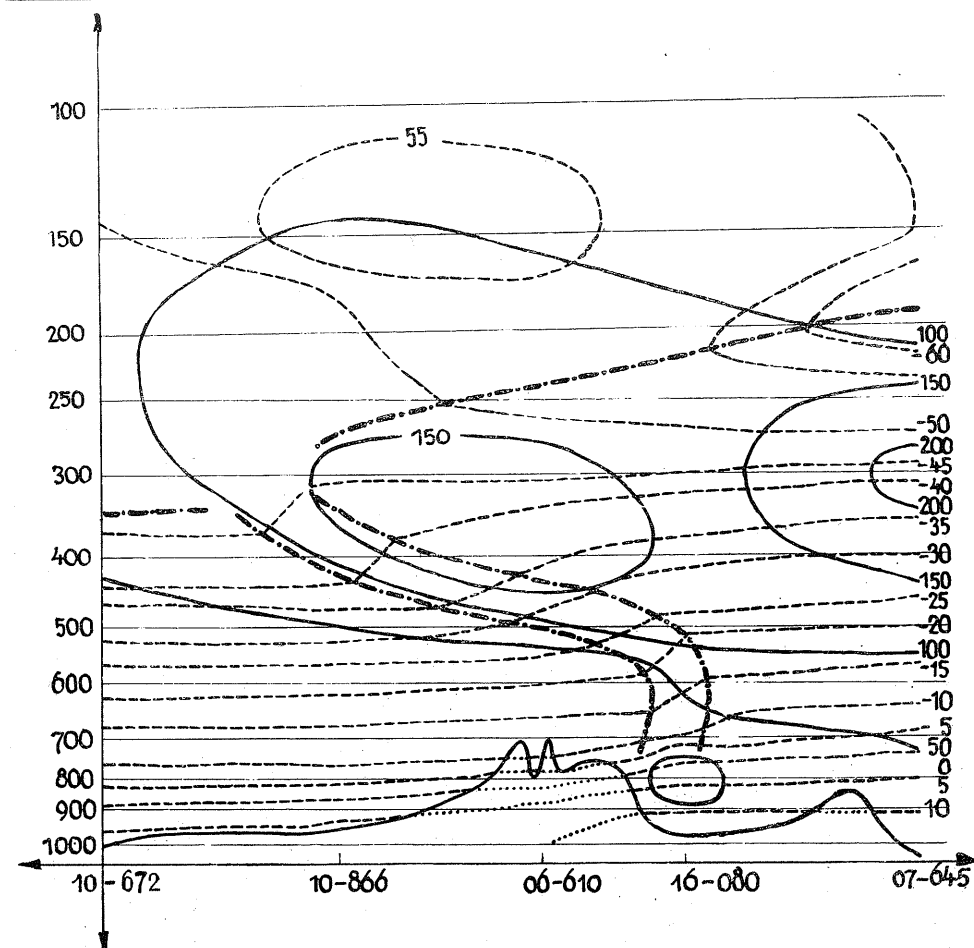
Hladni zrak pride do Alp, se ob njih zaustavi, nato jih obide preko Rhonske doline proti jugu v Sredozemlje in istočasno prodira za Alpami proti vzhodu. Zaradi tega nastaja v genovskem zalivu oziroma nad Padsko nižino slabotna depresija, ki je najprej izražena kot dolina. Ob prodoru hladnega zraka do Alp nastopi na severni strani porast pritiska. Južno stran hladni zrak še ne zajame zato zasledimo tu še nadaljni slabotni padec pritiska. Zardi tega nastane zaježitvena depresija, ki pa še nima izrazite samostojne cirkulacije in se izpolni, kadar pride v območje depresije hladni zrak [4].

Na višinah je izrazit prodor hladnega zraka od severozahoda proti Alpam. Višinska dolina se na svojem južnem delu nekoliko zoži in dobimo preko zahodne Francije že rahlo komponento na severozahodnik. Na južni strani Alp ostane še vedno jugozahodno strujanje in to aktivno, saj je relativna vlaga tako na 850 mb karti, kakor tudi na 700 mb karti zelo visoka.

Na celotnem severovzhodnem kakor tudi zahodnem obrobju Alp je zrak mnogo hladnejši kot na južni strani, to je nad Padsko nižino.

TABELA II.

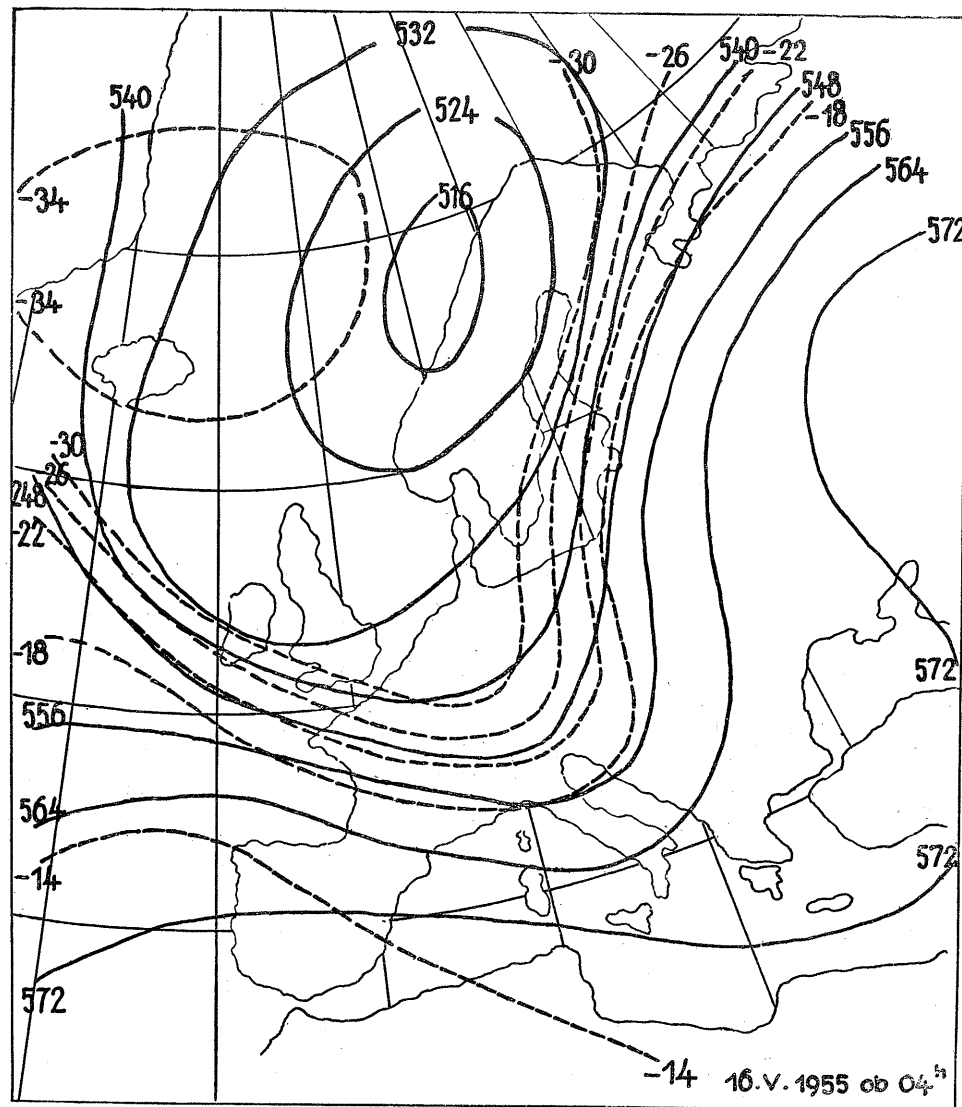
850 mb					700 mb					500 mb				
14. V.	15. V.	16. V.	14. V.	15. V.	16. V.	14. V.	15. V.	16. V.	14. V.	15. V.	16. V.	14. V.	15. V.	16. V.
16h	04h	16h	04h	16h	04h	16h	04h	16h	16h	04h	16h	16h	04h	16h
v ° Celzija					v ° Celzija					v ° Celzija				
Budimpešta														
10	8	2	0	2	2	0	-1	-2	-10	-14	-16	-17	-18	-28
Dunaj														
10	7	1	0	1	0	-1	-9	-9	-11	-19	-19	-12	-22	-30
München														
6	3	0	-1	1	-2	-4	-9	-13	-10	-20	-21	-25	-31	-22
Poierne														
6	3	0	-1	3	-3	-5	-12	-14	-6	-18	-20	-25	-27	-20
Nimes														
6	6	6	0	5	-3	-2	-5	-3	-2	-18	-18	-16	-19	-16
Milano														
8	8	7	6	4	-1	-2	-2	-8	-4	-18	-18	-18	-22	-17



Sl. 5 — Vertikalni preseki 16. V. 1955 ob prodoru hladnega zraka preko Alp

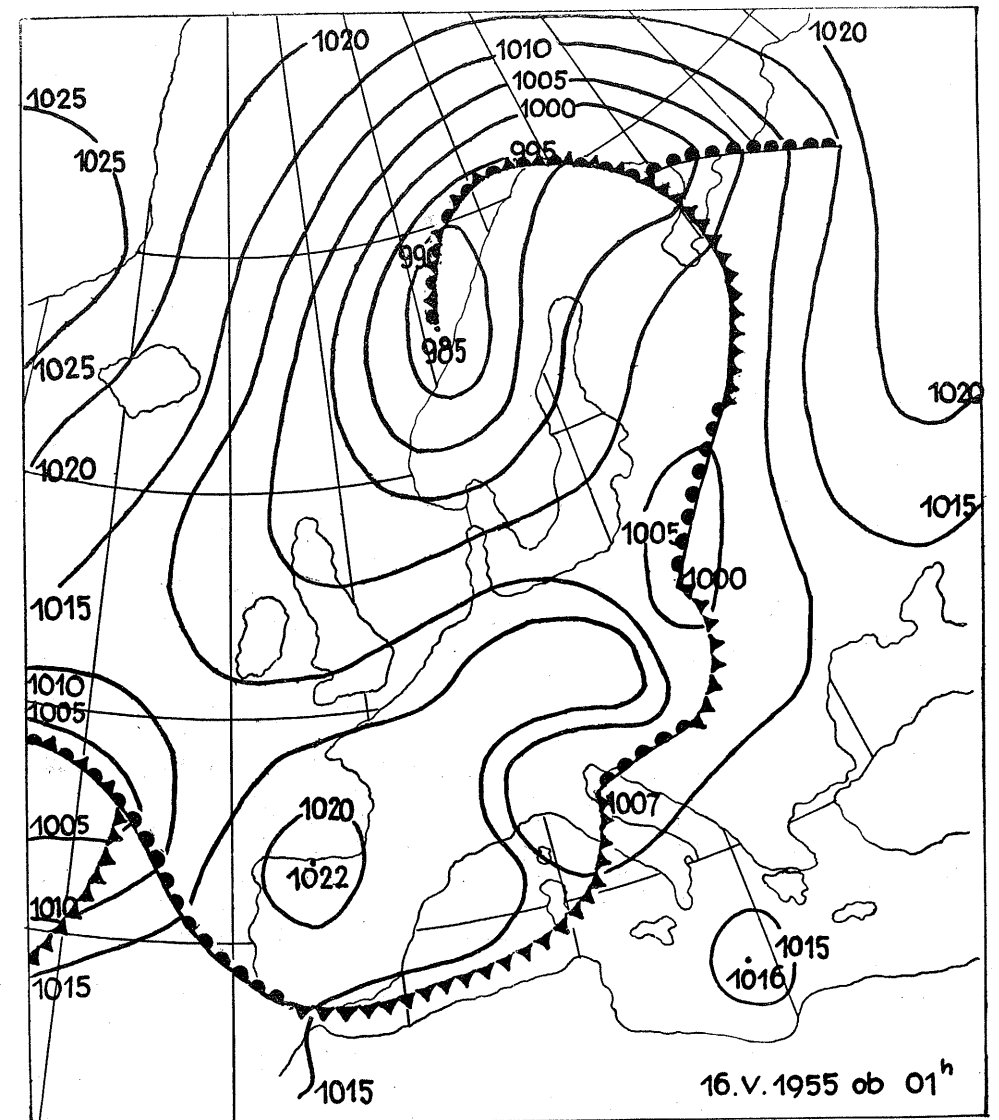
Pri tleh je depresija prav v tem stadiju najbolj izrazita. Preko vzhodnih Alp je še izrazita dolina usmerjena proti Padski nižini. Na severozahodni strani pa se je pričel graditi klin visokega zračnega pritiska, ki je na 850 mb ploskvi že zelo neizrazit. Bistvena sprememba nastopi v noči med 15. in 16. V. Medtem časom doseže hladni zrak višino Alp, tako da se razliva preko njih, pride pa tudi skozi Dunajska vrata, in se od vzhoda razliva nad Slovenijo, pa tudi dalje proti severnem Jadranu in Padsko nižino. Na višini 3000 m se še pozna vpliv orografije, saj nastopi neizrazita fenezacija (relativna vlaga 60%). Mnogo bolj je izražena ta fenezacija pod višino 2000 m ko je relativna vlaga le 25%. Istočasno zasledimo na južni strani Alp precej močan severni in severovzhodni veter, kar prav tako potrjuje spuščanje zraka, saj piha pravokotno na gorski masiv.

Presek (sl. 5) ni izbran ravno idealno, ker so postaje daleč odmaknjene od njega, vendar nam le poda grobo sliko prehoda zraka preko Alp. Že prej sem



Sl. 6 — Absolutna topografija 500 mb ploskve

omenil, da nastopi ob prodoru hladnega zraka na južni strani fenizacija, zaradi tega je relativna vlaga nizka, temperaturni gradient pa skoraj suho adiabatno. Hladni zrak pride preko Alp v obliki klina. Zračni delci se gibljejo v atmosferi po izentropah, ki so skoro navpične in se zato zrak spušča. Zaradi tega nastopi v tem primeru nekaj padavin. Hladna fronta ima ta klin hladnega zraka v višinah samo nad Alpskim sistemom. Dalje proti vzhodu je fronta



Sl. 7 — Prizemno vremensko stanje

enakomerno nagnjena oziroma pri tleh še celo nekoliko manj, ker se razliva hladni zrak.

Tudi iz višinskih in nižinskih kart (sl. 6 in 7) vidimo, da je hladni zrak že prešel Alpe. Klin visokega pritiska pa se gradi dalje proti vzhodu. Depresija, ki je nastala zaradi zaježitve nad severnim Jadrantom in Padsko dolino, se ob prodoru hladnega zraka kmalu izpolni. Ostal je samo še popolnoma neaktiven val na hladni fronti, ki se je s fronto pomikal dalje proti vzhodu.

Vreme v Sloveniji:

Do 14. V. je vladal v Sloveniji anticiklonalni vremenski režim z močno subsidenčno inverzijo. Kredarica (2515 m) je imela relativno vlago še zjutraj pod 10% ob 14^h je bila že čez 50%, proti večeru 100%. Nekoliko pred 14^h se je pričela inverzija razbijati, saj je padla temperatura za 5° C, spremenil pa se je tudi veter.

Dopoldne se je pojavila nad Slovenijo najprej visoka oblačnost, nato je nastopila po vsej Sloveniji tudi na ostalih višinah. Iz Kredarice se je videlo, da je nastopila popoldne že precej izrazita oblačnost na južni in zahodni strani. Vrhovi nižjih gora so bili malo v oblakih. Pojavili so se orografski Ac lent v zvezi z drugimi oblaki. Kmalu po 15^h je prišla Kredarica v oblake. Proti večeru se je pojavila v zahodni Sloveniji tudi kompaktna nizka oblačnost.

15. V. je oblačnost že dopoldne v glavnem 9 ali 10/10, vendar je najbolj kompaktna v zahodnih in severozahodnih krajih, kjer so nastopile ob orografiji že padavine pri dviganju toplega zraka. Stalne padavine so nastopile najprej v zahodni in severozahodni Sloveniji, šele nato so se razširile na ostale kraje. Najkasneje prične deževati v jugovzhodni in vzhodni Sloveniji.

Pri prehodu fronte zasledimo, da je prešla najprej severozahodno Slovenijo in takoj nato vzhodno. V jugozahodnih predelih zasledimo, da nastopi padec temperature kakor tudi padavine pred izrazitim porastom pritiska, saj nastopijo padavine v jugozahodnih krajih že pred fronto, ob fronti pa so močnejše padavine le kratkotrajne.

Ponovno ugotovimo, da je nastanek padavin v vzhodni Sloveniji pod drugim vplivom kot v zahodnih krajih. V vzhodnih predelih nastopijo padavine šele po dejanskem prehodu hladne fronte, to je v zvezi s prodorom hladnega zraka pri tleh, ob spremembi talnega vetra, temperature, kakor tudi zračnega pritiska.

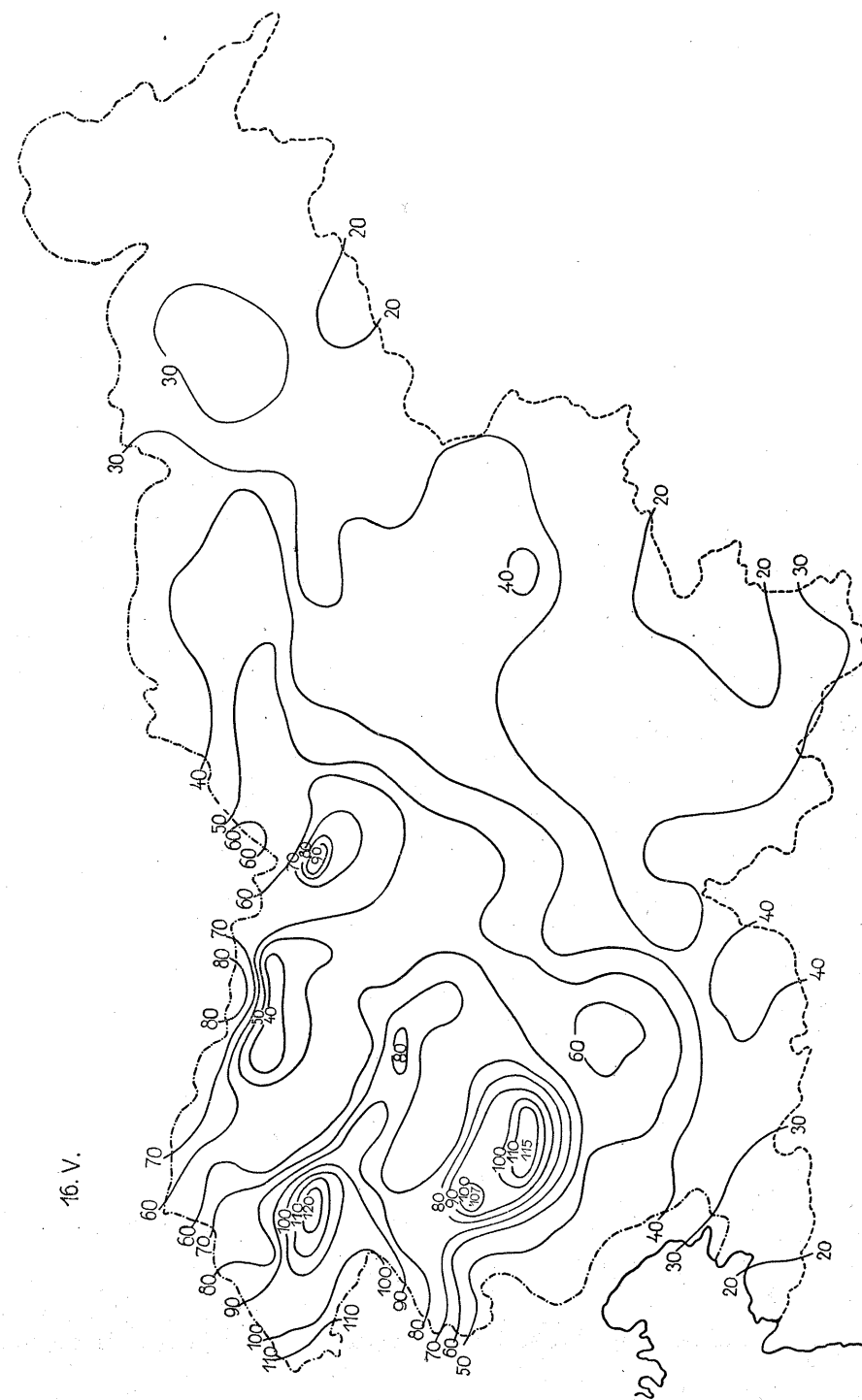
Porast pritiska nastopi šele s prodorom hladnega zraka od vzhoda, s katerim je vezan precej močan severnovzhodni veter, to je burja, ki je tem močnejša, čim večja je horizontalna temperaturna razlika obeh zračnih gmot [3]. Za nastopom burje padavine kmalu ponehajo in to najprej v zahodni in šele nato v jugovzhodni Sloveniji, posebno takrat, kadar se pomika val na hladni fronti po poti Vc [2].

Razpored padavin (sl. 8) je tu že precej različen od prejšnje situacije, ob prodoru hladnega zraka od severozahoda. Množina padavin je sedaj večja kot je bila prej, pride pa do izraza tudi orografija, predvsem v severozahodni Sloveniji, to je: Julijske Alpe, Goljak, Kamniške planine in deloma Karavanke. Radovljiška kotlina ima znatno manj padavin kot okolica in to zaradi slabe fenzacije. Izostane pa tudi po navadi padavinsko dobro izražen Snežnik.

Vremenska situacija od 16. do 21. II. 1955.

16. II. zajema severni Atlantik področje visokega zračnega pritiska, seveda tudi v višjih plasteh. Od Skandinavije proti srednji Evropi sega dolina, ki je precej široka, tako da je od zahodne proti vzhodni Evropi izrazito zonalno strujanje.

Odločilnega pomena za nadaljnja vremenska dogajanja je depresija nad Skandinavijo in z njo v zvezi prodori hladnega zraka nad zahodno in srednjo Evropo iz severa. V zvezi s prodorom hladnega zraka v zahodno Evropo se



16. V.

Sl. 8 — Razporeditev padavin pri prehodu hladne fronte od severozahoda

v isti smeri poglobi tudi višinska dolina. Odgovarjajoč tej poglobitvi nastopi nad Sredozemljem in srednjo Evropo okrepljeno jugozahodno strujanje. Ta zrak nad Sredozemljem je zelo vlažen, vertikalni temperaturni gradient je nekoliko manjši kot vlažno adiabatni.

17. II. ob 19^h zajema na višinah jedro ciklona področje južne Skandinavije, dočim se pri tleh zadržuje nad Dansko, a sekundarno jedro, v toplen zraku, nad Padsko nižino. Ta depresija na južni strani Alp se je ustvarila ob splošnem padcu pritiska nad srednjo Evropo, nastala je na neizraziti hladni fronti, vendar je fronta kot taka nad našimi kraji izginila, ostala pa je močna advekcija toplega zraka od jugozahoda. Zaradi močnega jugozahodnega strujanja se za Alpami zaustavi tudi druga hladna fronta, in sicer na vzhodni strani, tako da zavzema SW-NE lego. Z nadaljnim dotokom hladnega zraka nad vzhodni Atlantik in zahodno Evropo se ob porastu pritiska pomakne tudi druga fronta za depresijskim jedrom v Sredozemlje. Vzhodno obrobje Alp dobi hladni zrak kasneje kot zahodno obrobje. Preko Francije in zahodnega Sredozemlja se zgradi celo slaboten greben visokega zračnega pritiska, ki pa ne sega do vzhodnih Alp in je zaznaven samo v najnižjih plasteh, saj že na 850 mb ploskvi skoro popolnoma izgine.

18. II. se na zadnji strani doline nadaljuje dotok hladnega zraka proti Biskajskemu zalivu, kjer nastaja izrazit frontalni ciklon. Na polarni fronti 500 mb karte je izražen kot val, ki pa seveda potuje naprej v smeri višinskega strujanja nekoliko odklonjen na desno.

Glavno jedro hladnega zraka je 20. II. zjutraj še vedno nad Veliko Britanijo, njegovo temperaturno polje ni simetrično z ozirom na barično polje. S pomikom hladnega jedra proti jugovzhodu nastopi prodor hladnega zraka preko zahodne Francije in Španije v Sredozemlje. Ob prodoru hladnega zraka nad toplo Sredozemsko morje, od severozahoda, se ustvari v Lyonskem zalivu slabotna depresija, ki se pomakne ob obali v Genovski zaliv in nato preko Padske v Panonsko nižino.

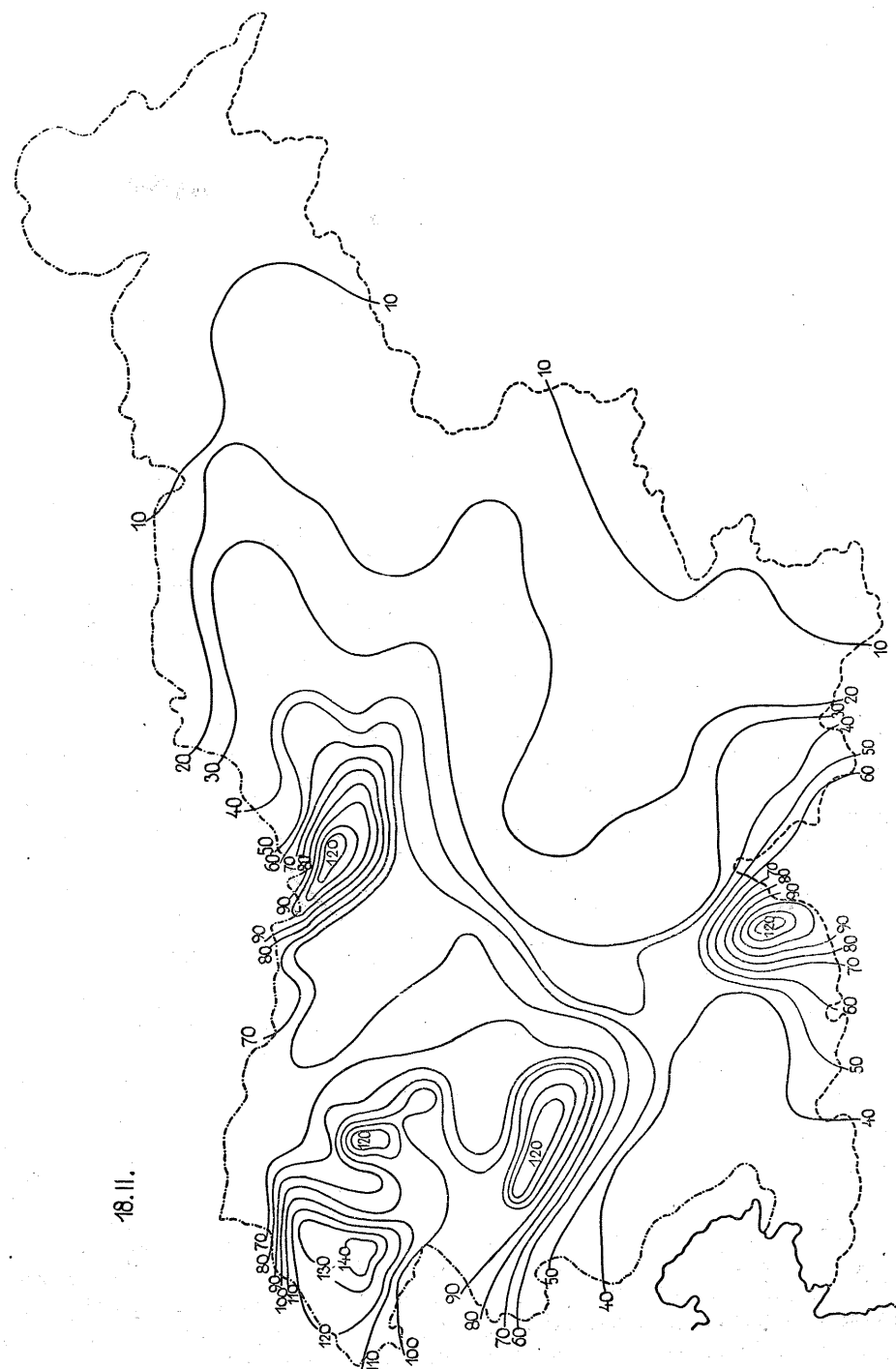
Prav pri tem zadnjem prodoru hladnega zraka lahko zasledimo nastanek depresije, ki se poglobi nad Genovskim zalivom, posebno pa nad Padsko nižino in se nato pomakne dalje proti vzhodu.

Z nastankom Genovske depresije je zaključeno obdobje prehodov hladnih front v zahodnem strujanju. Izrazita depresija nastopi običajno s prodorom hladnega zraka od severozahoda.

Vreme v Sloveniji:

17. II. so nastopile padavine po vsej Sloveniji v zvezi z močnimi otoplivitvami v višjih legah (do 8° C) in istočasnim močnim padcem pritiska, ker se je val iz Genovskega zaliva pomaknil proti vzhodu. V nižinah in kotlinah se je še vedno zadrževal relativno precej hladen zrak, saj je advekcija toplega zraka intenzivna le v višinah. To se pozna tudi v tem, da so imele postaje v nižinah skoraj mirno, dočim so nekoliko višje ležeče postaje imele precej močan veter (Jezersko in Postojna 5 bof).

Že 16. II. se je gibala oblačnost od jugozahoda s precejšnjo hitrostjo, vendar ni bila kompaktna. Z advekcijo najtoplejšega zraka je nastopila kompaktna oblačnost in padavine v obliki snega po vsej Sloveniji razen v Primorju, kjer je deževalo. Padavine so bile s prva slabe in so pričele padati že pred 7. uro. V začetku so bile po vsej Sloveniji enakomerne zato, ker je bila še celotna



Sl. 9 — Razporeditev padavin pri močnem jugozahodnem strujanju v višinah

Slovenija v območju hladnega zraka. Kakor hitro se je ta umaknil, je prišla do izraza orografija. Na nekaterih mestih so padavine celo prenehale, ponekod so oslabele, močno so se pa okrepile nad jugozahodnimi pobočji gorskih ovir, kot so: pobočja Alp, Goljak, Snežnik in Kamniške planine. Karavanke in Gorjanci tu niso imeli toliko padavin, ker se je zrak že pred njimi nekoliko feniziral (sl. 9).

Največ padavin dobijo Julijci 170 mm, nadalje Goljak, Kamniške planine in Snežnik po 130 mm. Manj padavin je padlo v Primorju do 30 mm, ob obali celo do 10 mm (ne pride do izraza obalna konvergenca).

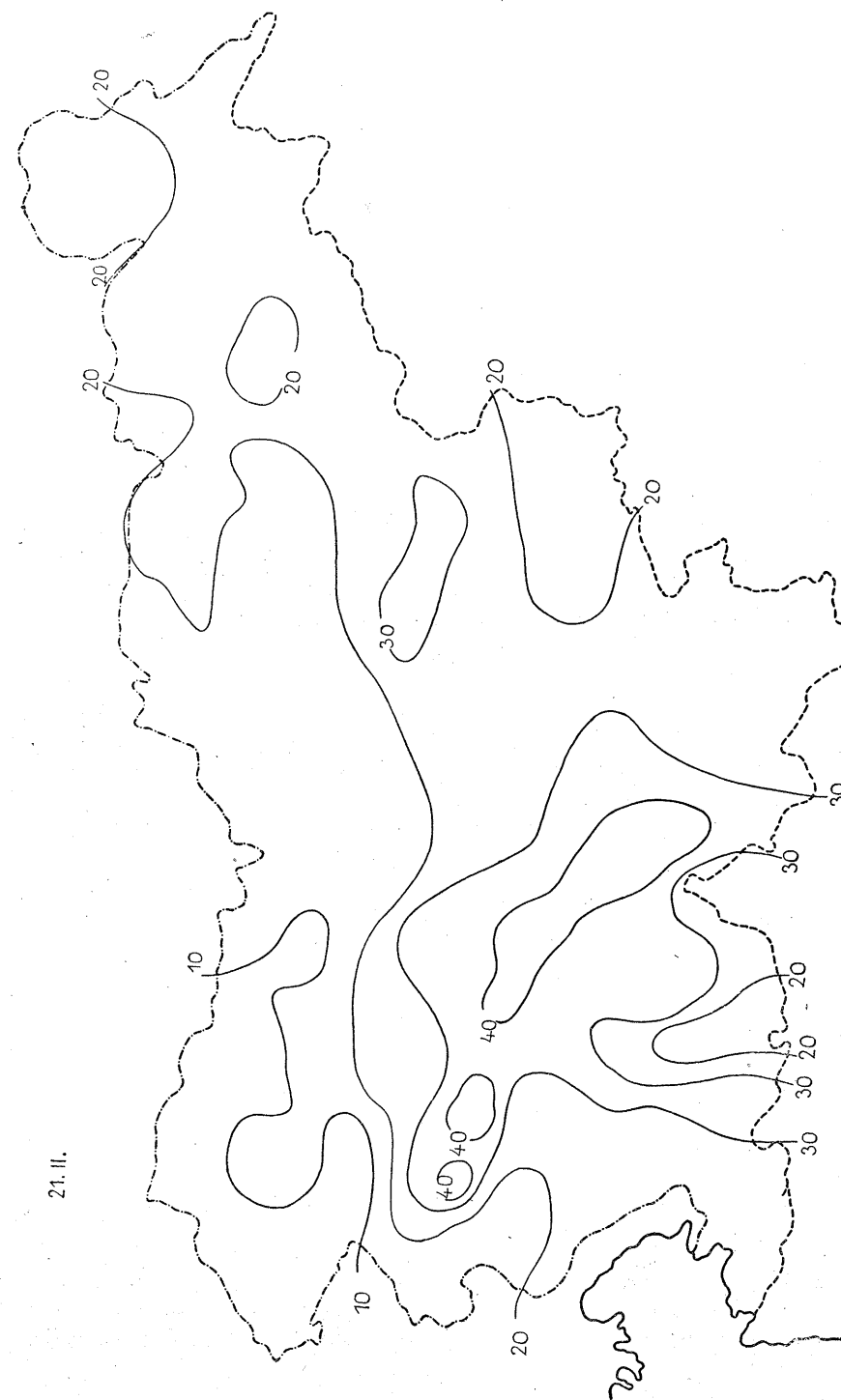
Drug tak primer je jugovzhodna in vzhodna Slovenija, kjer pade prav tako pod 10 mm padavin. Kakor vidimo je razporedba padavin povsem različna od porazdelitve ob prodorih hladnega zraka.

Orografske padavine so nastale zaradi močnega strujanja in velike vlažnosti zraka. Vsi okolišni tempi pokažejo, da je vertikalni gradient manjši kot vlažno adiabatni, kljub temu, da pride ob najmočnejših vsponih do poedinih gromov ob advekciji toplega zraka.

18. II. dopoldne se pomakne depresija na vzhod. Hladni zrak je prodrl prej v višini kot pri tleh. Porast pritiska je precej izrazit, saj se preko Alp zgradi področje visokega zračnega pritiska. Padavine so bile dopoldne še v izrazito toplen zraku (dež) in se ponovno pozna orografija (Julijske 70 mm, Goljak, Snežnik in Karavanke okrog 50 mm padavin). Ostala Slovenija je dobila enakomerne manjše padavine, vendar vzhodna Slovenija šele v hladnem zraku (sneg), v grebenu visokega zračnega pritiska. To odgovarja prodoru hladnega zraka skozi Dunajska vrata, saj je pri tleh vzhodnik, v višinah pa še vedno jugozahodno strujanje.

Porast pritiska je nastopil skoro istočasno po vsej Sloveniji, vendar je bil v vzhodni Sloveniji kratkotrajnejši in bolj izrazit kot v zahodni. To si razlagamo tako, da je bil tudi sedaj dotok hladnega zraka od severa in severovzhoda, vendar ni bil izrazit. Istočasno je nastopil dotok hladnega zraka ob jugozahodniku v višinah, to je z višinsko hladno fronto. Podobno je tudi s padcem temperature. Najprej nastopi padec temperature na Kredarici, nato v severnih predelih in šele kasneje v zahodni Sloveniji. V vzhodni Sloveniji je bila temperatura vseskozi precej nizka in izrazitega padca temperature sploh ni bilo. S prodorom hladnega zraka v višinah nad naše kraje, se je atmosfera precej labilizirala. Pred tem so se pojavili poedini gromi samo ob močnem oroграфskem dviganju, s tem prodorom pa se je atmosfera toliko labilizirala, da so nastopile posamezne nevihte, ki so vezane na hladno fronto in so potovale v smeri višinskega strujanja.

19. II. nas je prešla hladna fronta, ki je povzročala nevihte na vsej svoji poti preko severnega Sredozemlja. Zračni pritisk je pred fronto močno padal na vseh višinah, a še posebno na Kredarici. V zahodni Sloveniji je pričel padati nekoliko prej kot v vzhodni, kar odgovarja pomiku depresijskega jedra za Alpami proti vzhodu. Preden nas je zajela hladna fronta, je v višinah prodrl nad naše kraje nekoliko hladnejši zrak. Veter na Kredarici se je močno okrepil (od 3 na 10 bof), smer pa se je spremenila od E na S. Vsa vremenska dogajanja so izrazitejša v višinah kot pri tleh, tako je ob prodoru hladne fronte nastopila na Kredarici močnejša ohladitev, medtem ko je pri tleh temperatura celo nekoliko porastla.



Sl. 10 — Razporeditev padavin ob severozahodnem strujanju v višinah

Ob tej višinski hladni fronti so nastopile nevihte predvsem v gorskih in gričevnatih predelih zahodne in osrednje Slovenije. Atmosfera je bila labilna le v nižjih plasteh.

Padavine so bile zelo enakomerno razporejene, vendar jih je bilo v severozahodnih predelih več kot v vzhodnih in to zaradi tega, ker je prešla hladna fronta vzhodne predele že precej oslABLJENA. V vzhodni Sloveniji so zato izostale tudi nevihte.

Po prehodu te višinske hladne fronte je nastopil 20. II. porast pritiska najprej v zahodni in se je nato razširil nad vzhodno Slovenijo. V vzhodni Sloveniji so bile še ob porastu pritiska slabotne padavine, dočim jih v ostalih predelih ni bilo.

Zadnje ohladitve so nastopile že ob zahodnem in severozahodnem vetru, tako da zasledimo na južni strani Alp fenizacijo z močnim vertikalnim temperaturnim gradientom. Nad Alpami nastopi jedro zelo hladnega zraka, ki pa se pomika dalje proti vzhodu. Padavine so padale le še ponoči, zjutraj pa so že nastopile razjasnitve.

Razporedba padavin je v Sloveniji sedaj bistveno različna od prejšnje (sl. 10). Najmanj padavin je bilo v severozahodni Sloveniji in to manj kot 10 mm, dočim jih je padlo v vzhodni Sloveniji okrog 20 mm, kolikor jih do sedaj v tej situaciji še ni bilo niti vse tri dni skupaj. Največ jih je padlo na Rakitniški planoti in na Goljaku (okrog 40 mm). Tu orografija bistveno sploh ne pride v poštev, saj gre za prodor hladnega zraka.

Nastanek sekundarne depresije.

Za vsak prodor hladnega zraka od severa ali severozahoda je značilni nastanek izrazite sekundarne depresije nad Genovskim zalivom, Padsko nižino ali severnim Jadranom. Že več znanih meteoroloških strokovnjakov je obravnavalo ta problem, vendar so njihovi zaključki nekoliko različni. V literaturi sta najbolj poznana Ficker [5] in Scherchag [6]. Njihova izvajanja pa so nekoliko različna. Ficker razlaga popolnoma zaježitvene depresije, ki nastanejo zaradi tega, ker pride hladni zrak od severa do Alp, se ob njih zaustavi in obide gorski masiv preko Rhonske doline, deloma pa gre preko Alp. Medtem ko je vezana na prodor hladnega zraka višinska dolina, to je padec pritiska v višinah, nastopi pri tleh zaradi hladnega zraka že porast zračnega pritiska. V Genovskem zalivu nastopi prav tako padec pritiska v višinah, ker pa je še v območju toplega zraka, pade pritisk še nadalje tudi pri tleh. Depresija nastane zaradi različne gostote zraka na obeh straneh Alp.

Scherchag trdi, da povzročča taka zaježitev depresijo z razliko nekaj mb. Celotni proces prenese na višino, nastane pa vsekakor zaradi orografije. Kot dodatni vpliv za nastanek depresije vzame toplo morsko podlago, vendar prepusti zelo važno vlogo tudi obliki Rhonske doline, skozi katero pride v Sredozemlje hladni zrak, medtem ko ga zadržujejo Alpe na vzhodni strani, na zahodni strani pa Pireneji.

Prodoru hladnega zraka pri tleh odgovarja na višini nad Lyonskim zalivom močno ojačeno strujanje. S tem nastopi na desni strani zahodnega strujanja divergenca in zaradi tega depresija južneje od Genovskega zaliva.

Zanimivo razlago o nastanku sekundarnih depresij je podal tudi Čadež [7], ki prav tako razlaga v glavnem le orografske depresije, ki se osamosvojijo.

Na osnovi statistike razvoja Genovske depresije po sinoptičnih situacijah, kakor tudi po trajanju oblačnosti in padavin, sem ločil nastanek sekundarne depresije v naslednje tipe:

- I. Hladna fronta prihaja od severa ali NNW, pa tudi od severozahoda.
- II. Hladna fronta pride od zahoda ali WNW.
- III. Depresija pride po poti Va, se je že izpolnjevala, a se v Genovskem zalivu regenerira.
- IV. Depresija, ki je nad severno Afriko, se ob ponovnem dotoku hladnega zraka od severa regenerira v severozahodnem Sredozemlju.

Za nastanek sekundarne depresije po I. tipu je važno, da sega dolina nizkega zračnega pritiska na 500 mb ploskvi samo do Alp, vendar tako, da so naši predeli na njenem južnem oziroma jugozahodnem obrobju in zato ne pridejo v najmočnejšo cirkulacijo, ki sega le do severnega pobočja Alp. Hladna fronta pri tleh pride iz severa oziroma severozahoda in je najbolj izrazita v vzhodnih predelih. Nad zahodnim obrobjem Alp in nad Rhonsko dolino je običajno v takih primerih v višinah že dotok toplejšega zraka, tako da prodira hladni zrak le v nižjih plasteh. Nad vzhodnimi Alpami je močan padec temperature v nižjih plasteh kakor tudi v višinah.

Odgovarjajoč prodoru hladnega zraka nastopi tudi porast pritiska pri tleh. Najprej se zgradi za Alpami klin visokega zračnega pritiska, ki se pomika proti vzhodu. Istočasno nastopi slaboten porast zračnega pritiska nad Rhonsko dolino, medtem ko nad Padsko nižino zračni pritisk še nadalje rahlo pada in to vse dotlej, dokler ne pride hladni zrak od zahoda oziroma preko Alp v obliki fena.

Relativno poglobljanje depresije se nadaljuje še ob porastu pritiska v njenem centru, kajti takrat pride hladni zrak že preko Dunajskih vrat in zato nastopi močan porast pritiska na vzhodu. Depresija dobi šele sedaj popolnoma zaključene izobare. Kakor hitro pa pride hladni zrak iz vzhoda v območje depresije nad severnim Jadranom oziroma Padsko nižino, se ta hitro izpolni in ostane samo še slaboten val na hladni fronti, ki se pomika skoro vedno ob hladni fronti po poti Vc oziroma Vd.

Nastanek te severnojadranske depresije oziroma depresije nad Padsko nižino odgovarja popolnoma Fickerjevi zaježitveni teoriji. Razlika je v tem, da ne nastane samo v Genovskem zalivu, temveč nastane istočasno nad Padsko nižino ali severnim Jadranom, lahko pa nad Genovskim zalivom celo izostane. Glavni prodor hladnega zraka ne nastopi preko Rhonske doline, temveč skozi Dunajska vrata in nato potuje dalje proti zahodu.

Zaježitvena depresija nastane pred hladno fronto, to je v toplem zraku. Kakor hitro pride v njeno območje hladni zrak, se depresija izpolni. Iz teh vrst zaježitvenih depresij nikdar ne nastane samostojna sredozemska depresija, kajti prav zato ne odgovarjajo pogoji v višinah. V primeru, da ne bi bilo gorskega masiva, bi bila samo dolina ob hladni fronti, brez zaključenih izobar. Dejanski vzrok depresije je klin visokega zračnega pritiska, ki se razteza za Alpami od zahoda proti vzhodu. Prav ta slabotna depresija je velike važnosti za potek vremenskih prilik v Sloveniji.

Za drugi tip nastanka sekundarne depresije je značilno, da mora potekati os višinske doline od zahodne Francije proti severu, lahko pa je nagnjena tudi

proti severozahodu. Od intenzitete doline in geografske lege je odvisen nastanek sekundarne depresije. V tem tipu ločimo tri primere:

1. Ozka dolina nizkega zračnega pritiska sega na višinah preko Francije do Sredozemlja.

2. Dolina sega prav tako do Sredozemlja, a je široka, tako da potekajo na južnem delu izohipse v zonalni legi.

3. Dolina sega do Afrike, nastane val na hladni fronti vzhodno od Gibraltarja ali v Lyonskem zalivu in se nato pomakne v Genovski zaliv. Prvi primer ima opisan Scherchag in nastane zaradi divergence v višinah posredno zaradi oblike Rhonske doline. Zelo važno za ta primer je to, da se sekundarna depresija skoro vedno pretvori v samostojno sredozemsko depresijo. Višinska dolina se odcepi, vendar tu ne vpliva samo orografija, temveč so še drugi procesi. Ne moremo pa si razlagati te depresije z zaježitvijo.

Zelo važen je drug primer, ko poteka dolina do Sredozemskega morja, a je široka, tako da potekajo izohipse na južni strani precej zonalno in s tem v zvezi tudi polarna fronta na 500 mb ploskvi. V nižinah se v takem primeru zadržuje depresija največkrat nad Francijo oziroma srednjo Evropo. Sprva nastopi običajno prodor toplega tropskega zraka proti severu, nato nastopijo postopne ohladike na višinah v zvezi s prodorom hladnih front. V Genovskem zalivu nastopajo poedini valovi na hladni fronti zaradi orografije, vendar se precej hitro pomikajo naprej po poti Vc. Izrazita sekundarna depresija nastane v takih primerih šele ob zaključku obdobja, to je s prodorom hladnega zraka od severozahoda. Ta ciklon je nekakšna kombinacija zaježitve pri tleh in divergence v višinah. Od tega je tudi odvisno, če se jedro osamosvoji ali potuje naprej kot sekundarni ciklon po poti Vc.

Za splošna vremenska dogajanja pride do veljave sekundarna depresija predvsem takrat, ko se pretvori v samostojno sredozemsko depresijo in vpliva na nadaljnji potek celotne vremenske situacije.

Zaježitvena depresija, ki nastane ob prodoru hladnih front od severa ali severozahoda, teh lastnosti nima, je pa velike važnosti za razvoj vremena v Sloveniji. Depresija se izpolni in ne vpliva več na vremenska dogajanja.

Fronte, ki prehajajo v severozahodnem strujanju in je višinska dolina pomaknjena že toliko na vzhod, da vplivajo samo na vzhodno Slovenijo, so tu izpuščene, saj tudi ne nastane zaježitvena depresija. Te fronte nastopajo v glavnem v letnem času.

Že na primerih smo videli, da se ob prodoru hladnega zraka od severa ali severozahoda zgradi klin visokega zračnega pritiska za Alpami, na južni strani pa nastane odgovarjajoča depresija.

Hladna fronta je s tem nekoliko zaustavljena in pride do povsem svojstvenega izraza, to je odvisno od tega, kako fronta poteka (oziroma višinska dolina) in karakteristike fronte.

V primeru, da prodira hladna fronta prvega reda od severa do Alp, se ob njih zaustavi, hladni zrak pa prodira preko Rhonske doline in Dunajskih vrat proti jugu. Zrak, ki je prišel skozi Rhonsko dolino se nato preusmeri v jugozahodnik. Večkrat se istočasno od vzhoda razliva hladni zrak proti zahodu, ki pa je precej hladnejši, saj ni toliko transformiran. Pri združitvi nastopi orografska okluzija [2]. Najbolj pomemben je topli zrak, ki se zadržuje pred hladno fronto kot vlažen jugozahodnik. Že pred prodorom hladnega zraka na-

stopijo slabotne padavine v zahodni Sloveniji, ki so tem izrazitejše, čim močnejše je strujanje in so povsem orografskega značaja.

Močnejše padavine nastopajo ob prodoru hladnega zraka od vzhoda, katere pa niso orografskega značaja. Padavine so razporejene precej enakomerno.

Razlika nastopi pri hladni fronti II. reda. Proces je približno isti kot prej, le s to razliko, da pride hladni zrak v višinah preko Alp že pred prodorom hladnega zraka pri tleh bodisi od zahoda ali od vzhoda. V tem primeru se atmosfera močno labilizira in nastopijo nevihte, ki so posebno izrazite pri prodoru hladnega zraka od vzhoda. Te nevihte so v glavnem omejene samo na zahodno Slovenijo in so večkrat katastrofalnega značaja. Nastopajo predvsem v spomladanskem in jesenskem času. Razlagamo se jih na ta način, da je prvotna vlažna zračna masa stabilno uslojena. S tem, ko pride v višinah hladni zrak preko Alp, nastopi vlažna labinost. Potrebno sprostitev te pogojne labilitete običajno sproži prodor hladnega zraka iz vzhoda in so zato nevihte neodvisne od dnevnega časa. V vzhodni Sloveniji v takih primerih večkrat izostanejo nevihte zato, ker se topli zrak ob hladnem enakomerno dviga, saj se hladni zrak le počasi razliva proti zahodu. (Enakomeren porast zračnega pritiska.) V ljubljanski kotlini je že večja verjetnost za nastanek neviht, saj je vdor hladnega zraka tu že nekoliko izrazitejši, vendar tudi tu nevihte niso tako pogoste v takih situacijah kot so prav v primorskih dolinah. V njih se zadržuje topli in vlažni zrak, ki se prisiljeno dviga ob prodoru hladnejšega zraka iz vzhoda. (Močan a kratkotrajen porast pritiska.) S tem prodorom hladnega zraka od vzhoda se izpolni zaježitvena (orografska) depresija in se dalje proti jugu izraža prodor hladnega zraka v obliki neizrazite hladne fronte.

Najmočnejše padavine dobi Slovenija ob aktivnem dotoku toplega zraka od jugozahoda. [8.] S takim prodorom toplega zraka se lahko zaključi samo depresija, ki potuje po poti Vb preko Alp. Višinska dolina se s tem umakne nazaj proti severu. To se zgodi zelo redko. Običajno sledi tej advekciji toplega zraka prodor hladnejšega zraka od zahoda ali severozahoda.

Padavine so izrazito orografskega značaja in so tem intenzivnejše, čim močnejše je jugozahodno strujanje, odvisne pa so tudi od vlage v zraku. Zgodi se, da je na jugozahodnih pobočjih gorskih masivov (Julijci) nad 300 mm padavin v 24 urah [8], medtem ko v vzhodni Sloveniji sploh ni deževalo. Orografija se pozna tako izrazito, da dobi padavine samo prva gorska pregrada, medtem ko jih ostale ne dobe toliko, če niso znatno višje od prve.

Vpliv orografije na padavine se zmanjša, kakor hitro se konča advekcija toplega zraka. Pri nadaljnjem dotoku hladnega zraka nad Slovenijo v obliki višinskih hladnih front vpliv orografije skoraj popolnoma odpade, čeprav nastopijo nevihte. Te nevihte so frontalnega značaja, ob znatnem zahodnem strujanju v višinah, in so razporejene po vsej Sloveniji ter se ostro ločijo od prejšnjih. Po večdnevem trajanju slabega vremena nastopi genovska depresija, ki pa ni izrazito zaježitvena in zato izpadejo močne nevihte v jugozahodni Sloveniji.

SUMMARY

For the weather occurrences, the orography and connected with it the formation of orographic depression on the southern side of the Alps are of great importance. The orography finds its direct expression at the active advection of the warm and damp air from SW. The temperature gradient in this air is usually smaller than

the pseudoadiabatic gradient and along the strongly marked mountain barriers, there it thunders only seldom. In such cases it happens that the southwestern slopes of the Julian Alps get within 24 hours more than 200 mm of precipitations, while the eastern part of Slovenia remains without any precipitations at all, and has only a changeable cloudiness. For the intensity of precipitations along the particular mountain barriers the direction and the speed of the high-altitude currents as well as the humidity of the air and the shape of the mountain barrier are of importance.

The intense mountainous precipitations with the SW currents are usually only the beginning of a rainy season. Weather improvement occurs only after the advance of cold air coming from NW. It happens only seldom that in the Genoa bay a typical secondary depression is formed which moves back over the Alps towards NNE and that is why Slovenia does not get pretty colder air. As soon as the active advection of the warm air ceases, the influence of the orography on the precipitations becomes smaller.

Characteristic of every advance of the cold air from N or NW is the formation of the orographical depression over Po Plain or over northern Adriatic but a depression formed with these advances is in Genoa bay however very rare.

Most meteorologists who occupied themselves with the formation of the secondary depression to the South of the Alps explain its formation with the advance of the cold air over the Rhone Valley. This thesis holds completely good for the depressions attaining independence. Apart from this there are also restrictive depressions which appear as follows: A restrictive depression occurs when the trough on the 500 mb level extends only to the Alps but so that Slovenia is on its southern or southwestern edge and therefore it does not come within the limits of the strongest circulation which extends only up to the northern slope of the Alps. The cold front comes from North or Northwest and is more expressive in the eastern parts. Over the western edge of the Alps and the Rhone Valley, in the heights, already the influx of the warmer air is usually in such cases to be found so that the cold air advances only in the lower levels. Over the eastern part of the Alps a stronger fall of temperature is to be found in all the levels. According to the advance of cold air the air pressure rises in the ground areas. First a wedge of high pressure is formed to the North of the Alps and that moves towards the East. At the same time a slight rising of air pressure occurs over the Rhone Valley while the air pressure over the Po Plain is still slightly falling, until, at least in the heights it reaches the area of colder air.

The relative deepening of the depression proceeds still along with the rising of pressure in its center, for at the same time the cold air flows already through Vienna gate and it causes a high rising of the air pressure in the East. It is only now that the depression gets its completely closed isobars. As soon as the cold air from the East comes within the limits of the depression over the northern Adriatic or Po Plain it is quickly filled up and remains only an orographic occlusion or a weak wave on the cold front which moves along it toward the East via 5c or 5d. In case, there were no mountain massif, there would be only a trough along the cold front without closed isobars. The actual reason for the formation of restrictive depression is the advance of the cold air through Vienna gate. This restrictive depression does not have any influence on the general weather conditions because it never becomes independent. It is, however, of great importance for Slovenia because Slovenia has in such cases its specific weather course.

In case, when the cold front of the order I. advances from the North to the Alps it stops at them, whereas the cold air advances over the Rhone Valley and Vienna gate toward the South. The air that passed the Rhone Valley slowly changes its direction into southwestern circulation. At the same time from the East to the West flows the cold air which is however considerably colder. Already before the advance of the cold air slight precipitations occur in western Slovenia which are of the orographic character. During the advance of the cold air from East there are stronger precipitations which are not much influenced by the orography. The precipitations begin to fall simultaneously although the increase of the pressure occurs in the eastern parts 8 hours earlier than in the western parts. The cold air in eastern Slovenia must reach a considerable height, because otherwise owing to the mountain barriers in western Slovenia it does not come to an obvious pressure increase and consequently to the condensation over the eastern Slovenia.

The difference takes place at the cold front of the order II. The process is about the same to the above mentioned, the only difference being that in the heights the cold air passes the Alps already before the advance of the cold air in the low levels, either from East or from West. In this case the atmosphere gets very instable and the thunderstorms occur with the ground advance of the cold air. These thunderstorms are usually restricted only to the western Slovenia and are often of a catastrophic character. First of all, they occur in spring as well as in autumn. They can be explained in the way that the primary air mass consists of stabile layers. When in the heights cold air passes the Alps a humid instability occurs. The necessary loosening with the conditional instability makes the cold air when advancing, or to be preciser, when flowing from East to West. The thunderstorms of this type occur regardless of daytime and are in no connection with the thermic thunderstorms. In the eastern Slovenia the thunderstorms do not occur as a rule in such cases because the warm air rises proportionally with the cold one, the cold air does flow only slowly towards the West. In such cases the most frequent thunderstorms are in the littoral valleys where the warm and damp air makes its stay and which at the advance of the cold air from the East rises quickly. By this advance of cold air from the East the orographic depression gets filled and further towards the South there is to be found the advance of cold air in the form of unexpressive cold front.

Literatura:

1. Palmèn, E.: The Aerology of extratropical disturbances Comp. of Meteorology Boston 1951.
2. Chromow, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse, 2. Aufl. (Wien 1942).
3. Čadež M.: Über einige Einflüsse orographischer Hindernisse auf die Luftbewegung, Arch. Met. Geoph. Biokl. A. S. 1954.
4. Meyer, H. K.: Der Einfluss des vertikalen Impulsenstansches auf synoptische Druck- und Temperaturgebilde. Ber. Dt. Wetterd, US Zone No 2. 1953.
5. Ficker, H.: Der Einfluss der Alpen auf Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer M. Z. 37 (1920).
6. Scherchag, R.: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose Berlin (1948).
7. Čadež, M.: Über die orographische Zyklogenese und Antizyklogenese Ber. Dt. Wetterd. No 22 (1955).
8. Reya O.: Cikloni in padavine na Slovenskem. Grografski vestnik, Ljubljana 1932.

GIBANJE TEMPERATURE V TLEH
THE TEMPERATURE CHANGES IN GROUND

O. REYA

551.524.4

Leta 1952 se je začelo v meteorološkem observatoriju v Ljubljani za Beži-gradom meriti temperaturo tal. Ker bi v zimskem času termometri zaradi mraza popokali, se vrše merjenja samo od začetka aprila do konca oktobra, to je v vegetativni dobi rastlin. Merilo se je v globinah 2, 5, 10, 30, 40, 50 cm. Od leta 1955 dalje pa se meri temperatura tudi na površju, to je v globini 0 cm. Merjenja se vrše trikrat na dan, ob 7., 14. in 21. uri. Iz teh terminskih vrednosti se potem izračunavajo srednje dnevne vrednosti. Teren, kjer se meri tempera-tura tal, ni s travo poraščen, ampak je gol. Geološko je ta teren diluvijalni prod, kakor povsod drugod na Ljubljanskem polju severno od Ljubljane.

V tem članku si bomo najprej ogledali srednje vrednosti, to je razmere, ki vladajo povprečno vzete iz opazovanj 5 let. Nato si bomo ogledali posamezne absolutne vrednosti najvišjih in najnižjih temperatur, ki so nastopile v teku imenovane petletne dobe.

Srednje vrednosti. Najprej si oglejmo srednje vrednosti ob 7. uri zjutraj, to je takrat, ko naj bi vladal na površju zemlje temperaturni minimum. Ta je zabeležen nekako zjutraj ob sončnem vzhodu. Sredi junija vzhaja sonce že ob 4. uri, opazovanje pa se vrši šele ob 7. uri. Ob sončnem dnevu se od 4. do 7. ure zjutraj zemeljsko površje že nekoliko segreje, vendar pa smatramo, da se zrak in zemeljsko površje še nista toliko segrela, da bi opazovanje ob 7. uri ne ustrezalo razmeram za časa resničnega minima.

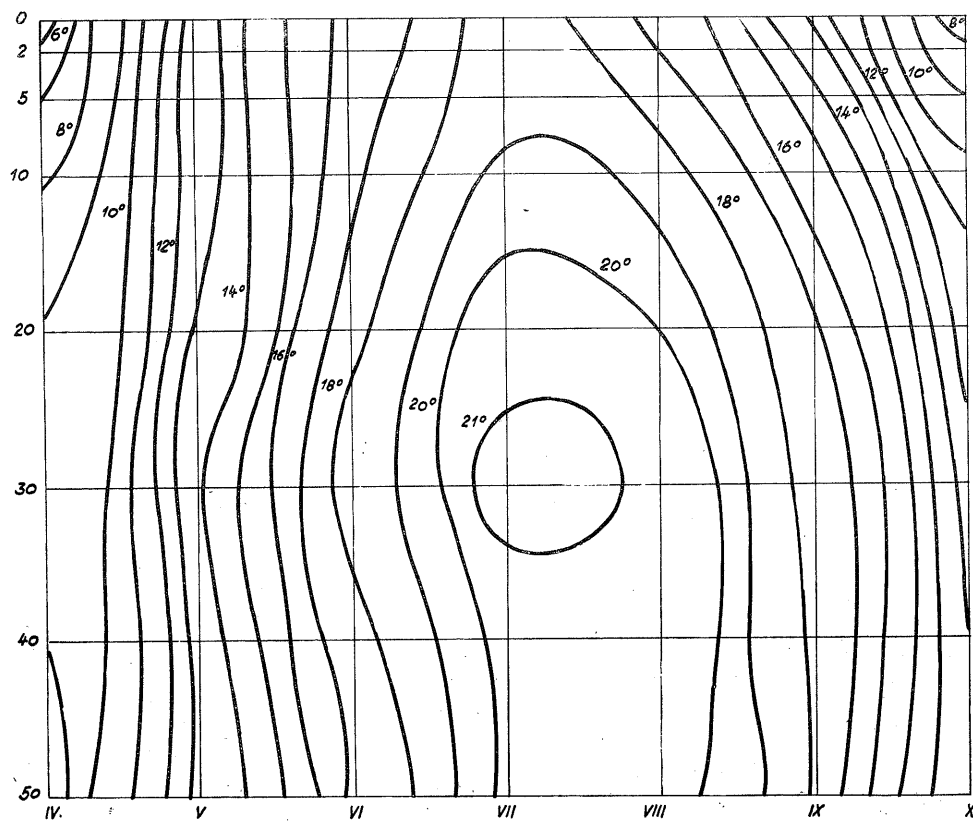
Spremembo temperature v posameznih globinah od meseca do meseca naj-bolje proučimo s tako imenovanimi termoizopletami. Vzemimo pravokotni ko-ordinatni sistem, na absciso nanesimo čas, v našem primeru mesece od aprila do oktobra, na ordinato pa nanesimo globine tal, zgoraj 0 cm, spodaj 50 cm. Tako dobimo pravokotno omrežje, globina—mesec. Na vsakem presečišču tega omrežja nanesimo ustrezajočo temperaturo iz tabele. Nato s pomočjo inter-polacije izvlečemo črte izoterme, ki se v tem primeru imenujejo termo-izoplete.

Srednja temperatura ob 7. uri. V priloženi sliki 1. vidimo, da so tla najtoplejša v globini 30 cm v mesecu juliju, ko doseže temperatura tukaj povprečno 21°. Navzgor proti površju temperatura v tem času pade na 18°. Zemeljsko površje se tekom noči ohlaja in doseže zjutraj svoj minimum, v juliju 18°. Od globine 30 cm navzdol temperatura zopet pada, toda zelo počasi, tako da v globini 50 cm imamo še vedno 20°.

Tabela 1.
Srednje vrednosti temperature tal in zraka v stopinjah Celzija

Mesec	0 cm		2 cm		5 cm		10 cm		20 cm		30 cm		40 cm		50 cm		5 cm	5 cm	2 m
	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	Min.	Min.	Maks.
IV.	5,8	19,6	6,7	18,2	7,0	16,1	7,9	13,4	9,0	9,9	9,3	9,3	9,0	9,0	8,8	8,8	1,7	4,0	15,4
V.	12,6	28,9	12,0	23,5	12,1	21,8	12,7	18,7	13,9	14,9	14,1	14,1	13,8	13,7	13,4	13,4	5,7	8,2	19,9
VI.	16,7	29,7	16,6	27,0	16,6	25,5	16,9	22,7	17,9	19,1	18,2	18,2	17,8	17,7	17,4	17,4	9,3	11,7	23,4
VII.	19,3	35,1	18,4	30,9	18,4	29,1	19,2	25,7	20,5	21,8	20,9	20,9	20,6	20,4	20,2	20,2	11,2	12,7	26,0
VIII.	16,9	32,4	16,9	29,3	17,2	27,5	18,3	24,4	19,9	21,1	20,6	20,5	20,5	20,3	20,3	20,3	10,5	12,2	25,3
IX.	13,0	28,5	13,5	24,2	14,1	22,8	15,4	20,3	17,0	17,8	17,8	17,7	17,9	17,8	18,0	17,9	8,6	10,7	21,6
X.	7,2	14,6	8,4	14,8	9,0	14,3	10,2	13,2	11,6	12,1	12,4	12,5	13,0	12,9	13,2	13,2	4,7	6,4	15,3

Tabela 1. prikazuje srednje vrednosti za dobo 5 let (1952—1956), in sicer za 7. uro zjutraj in 14. uro popoldne. Vrednosti na površju zemlje, to je v 0 cm, veljajo samo za dve leti (1955—1956). Končno so v zadnjih treh stolpcih podane še srednje vrednosti minimum temperature zraka v višini 5 cm nad tlemi ter srednji minimum in maksimum temperature zraka v višini 2 m nad tlemi. Pripominjam, da je termometer v višini 5 cm prosto izpostavljen proti nebu, medtem ko je v višini 2 m opazovana temperatura v termometrski hišici.



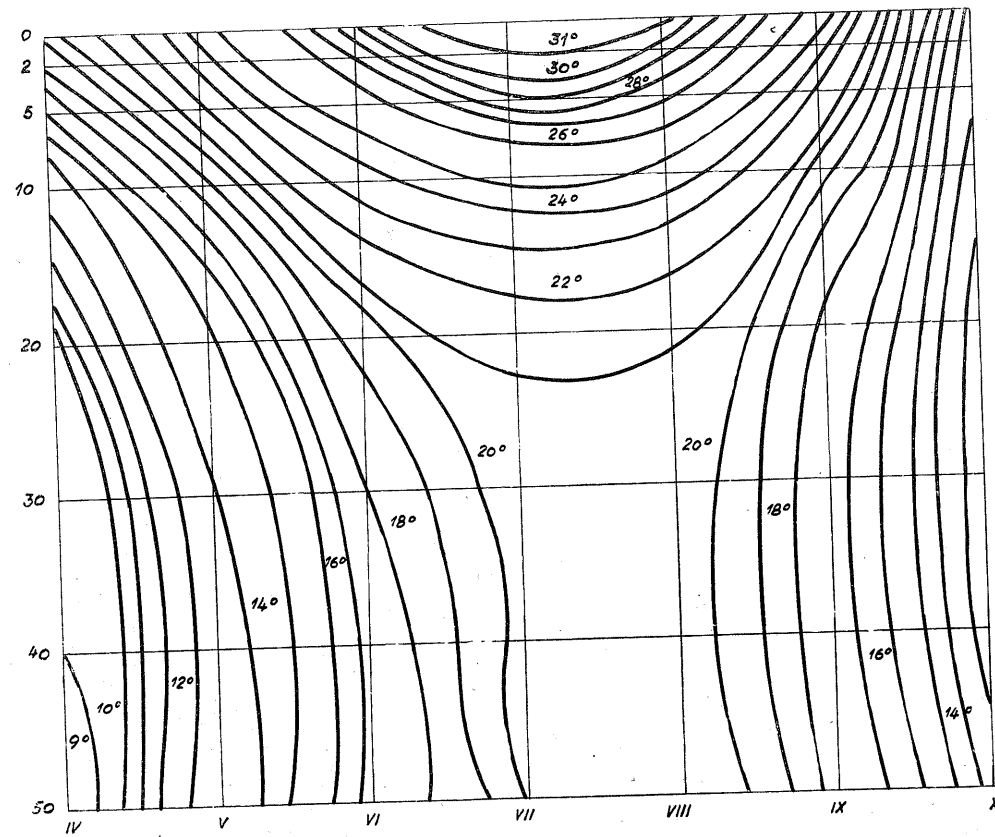
Sl. 1

Pojdimo sedaj v globini 30 cm po časovni osi proti levi in desni. V obe smeri temperatura pada, v aprilu imamo že 9°, v oktobru 12°. Na skrajni levi vidimo v vertikalni temperaturne razmere v aprilu. Od globine 30 cm navzgor se temperatura zniža od 9° na 6°. Navzdol sicer tudi pada, toda v globini 50 cm imamo še vedno 8,8°. Na skrajni desni v sliki znaša temperatura v oktobru na površju 7° in raste navzdol vse do 50 cm, kjer doseže 13,2°.

Na samem zemeljskem površju temperatura od aprila do julija zraste od 6° do 19° in pade ponovno do oktobra na 7°. Razlika med julijem in aprilom znaša torej 13°.

V ostalih pomladanskih in jesenskih mesecih potekajo termo-izoplete skoraj vertikalno, kar pomeni, da se temperatura z globino ne menja mnogo. Vzemimo na primer mesec maj. Na površju vlada temperatura 12°, se do 30 cm poveča samo na 14° in pade do 50 cm samo na 13,4°. V septembru se temperatura poveča od površja do 50 cm od 13° do 18°.

Srednja temperatura ob 14. uri. Opazovanje ob 14. uri naj bi pokazalo razmere ob času temperaturnega maksima, ki je zabeležen nekako ob tem času. Na sliki 2. za 14. uro vidimo, da se je maksimum temperature



Sl. 2

preselil iz globine 30 cm na površje, kar je popolnoma naravno. Ob 14. uri je najbolj segreta najvišja plast zemeljskega površja. V juliju doseže povprečno 32°. Nato razmeroma naglo pade do globine 30 cm na 21°, torej na temperaturo, ki smo jo opazili že ob 7. uri. Od te globine navzdol se temperatura le polagoma niža in doseže v globini 50 cm 20°.

V teku leta se temperatura na površju naglo menja. V aprilu je ob 14. uri na površju 19°, v juliju nad 32° in pade do oktobra že na 15°. Ta amplituda navzdol vedno bolj pojema. Razlika med julijem in aprilom znaša na površju $32^\circ - 19^\circ = 13^\circ$, v globini 30 cm $21^\circ - 9^\circ = 12^\circ$, v globini 50 cm $20^\circ - 9^\circ = 11^\circ$. Kolebanje se torej navzdol zmanjšuje.

Zanimive so tudi razmere v vertikalni navzdol v posameznih mesecih. V vseh mesecih temperatura ob 14. uri z globino pada, v maju na primer pade od 24° do 13°, v septembru od 25° do 18°. Kakor sem že zgoraj omenil, veljajo srednje vrednosti za površinsko plast 0 cm samo za dobo 2 let, 1955—1956. Te vrednosti so v primeri z onimi 5 let previsoke, kar nujno pokaže potek termoizoplet. Te potekajo prirodno in ne pokažejo nobenih skokov ali nasilnega kopičenja. Po termoizopletah ima zemeljsko površje v maju 24° (namesto 29°

po dveletnih podatkih) in v septembru 25° namesto 28,5°. Kakšne so resnične vrednosti, bodo pokazala opazovanja v nadaljnjih letih.

Zanimive so še spremembe temperature v teku leta, to je od aprila do oktobra, kakor nam jih prikazuje slika 3. Ob 7. uri vidimo, da je krivulja temperature na površju pod ono v globini 50 cm. Ob 14. uri pa je površinska krivulja visoko nad ono v globini 50 cm. Krivulje v ostalih globinah so med tema dvema krivuljama.

Absolutne vrednosti. V tabeli 2. vidimo absolutne vrednosti temperature, ki so bile kdajkoli opazovane v dobi 1952—1956. Najprej si oglejmo, ali so možne temperature pod 0°. Vidimo, da so možne v aprilu in oktobru. Površinska plast zemlje se lahko v aprilu ohladi do -2°, v globini 5 cm pa ne pade pod -1°. V oktobru se lahko pod 0° ohladi samo površinska plast in to ne pod -1°. Niže navzdol pa ne pade temperatura nikoli pod 0°. To je vse, kar se tiče negativnih temperatur. V vseh ostalih mesecih in v vseh globinah ni v vegetativni dobi temperatur pod 0°. Ako primerjamo minimalne temperature v globinah, vidimo, da raste v splošnem navzdol od 2 cm vse do 40 cm, kar smo že videli pri srednjih vrednostih. Od 40 cm do 50 cm je temperatura nekako konstantna. Površinsko plast nisem upošteval, ker imamo opazovanja samo za dve leti.

Kar se tiče absolutnih maksimov, pričakujemo, da bodo najvišji v površinski plasti. Najvišjo temperaturo izkazuje julij, in sicer 49,3° v površinski plasti 0 cm. Lahko torej rečemo, da se zemeljsko površje, ki ni s travo porastlo, torej gola zemlja, more na površini segreti do 50°. Temperature nad 40° morejo biti na površini zaznamovane od maja do avgusta. V globini 2 cm pa nastopajo samo še v juliju. V globini 5 cm se je zabeležilo samo 39,8°, torej praktično še 40°. V globini 10 cm še 37,5°, medtem ko v večji globini temperature ne dosežejo 30°.

Kakor pri srednjih temperaturah, tako še bolj pri najvišjih absolutnih temperaturah ob 14. uri, te z globino padajo. Če je na primer v juliju na površini 50°, imamo v globini pol metra polovico manj, točneje 23,6°.

Minimalna temperatura zraka v višini 5 cm nad tlemi. V višini 5 cm nad tlemi je postavljen minimalni termometer. Ta pokaže najnižjo temperaturo. Temperature tega termometra so podane v obeh tabelah v predzadnjem stolpcu. Če primerjamo te temperature s temperaturo površinske plasti zemlje, bomo videli, da je zrak v višini 5 cm dosti hladnejši kot zemlja pod njim. Vzemimo na primer srednje temperature v juliju (tabela 1). Zemlja ima ob 7. uri 19,3°, zrak v višini 5 cm pa samo 11,2°, ustrezajoče absolutne vrednosti (tabela 2.) pa so 15,4° in 6,8°.

Kako naj si to razlagamo? Najprej moramo ugotoviti, da obe temperaturi nista bili opazovani hkrati. Med tem ko se temperatura na zemlji meri točno ob 7. uri, velja minimum v višini 5 cm kot najnižja temperatura, ki je bila dosežena v teku vse noči. Navadno se to zgodi ob sončnem vzhodu, torej poleti v juniju že ob 4. uri zjutraj. Že zgoraj smo omenili, da ta razlika ne bo velika. Glavni vzrok, da ima zemeljska površina višjo temperaturo kot zrak v višini 5 cm je ta, da dobiva površinska plast zemlje med ohlajanjem tekom noči in zlasti proti jutru toploto od toplejših notranjih plasti. Saj smo videli, da zjutraj temperatura v tleh navzdol raste. Na površju pa zemlja

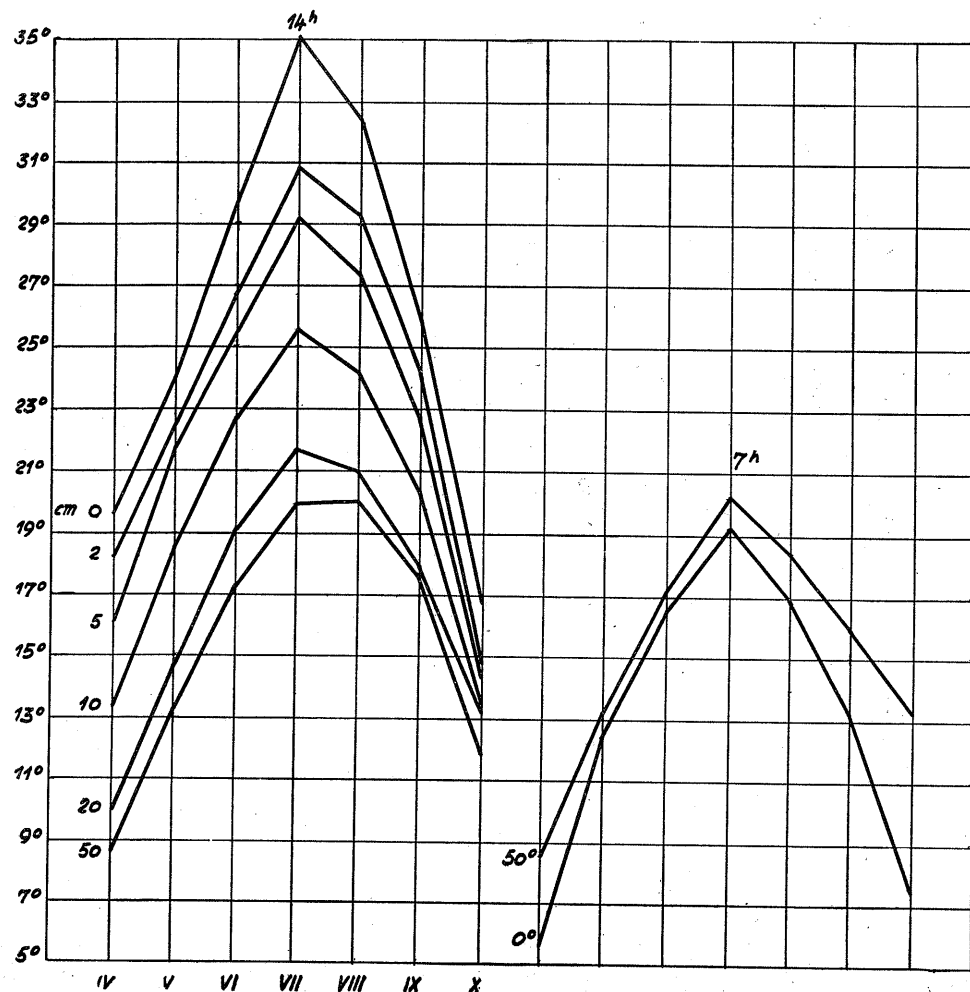
Tabela 2.

Absolutne vrednosti temperature tal in zraka v stopinjah Celzija

Mesec	0 cm		2 cm		5 cm		10 cm		20 cm		30 cm		40 cm		50 cm		5 cm		2 m	
	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	7h	14h	Min.	Maks.	Min.	Maks.
IV.	-1,8	39,9	-1,1	31,6	-0,3	27,5	1,5	24,1	3,0	18,4	3,8	16,4	4,3	13,0	4,5	13,5	-8,5	26,4	-5,3	26,4
V.	8,6	44,5	5,0	37,4	5,9	36,0	7,5	28,4	8,5	21,6	9,1	19,2	8,7	18,4	8,3	17,2	-4,8	30,2	-1,1	30,2
VI.	12,0	46,6	10,6	38,4	11,1	37,0	11,0	30,3	13,0	29,6	13,9	23,0	14,1	21,8	14,1	21,3	1,1	31,7	3,8	31,7
VII.	15,4	49,3	12,5	44,0	13,1	39,8	14,2	37,5	15,6	28,4	17,0	25,0	17,2	24,2	16,9	23,6	6,8	34,2	9,2	34,2
VIII.	10,6	47,0	11,5	39,0	12,5	36,8	14,4	29,6	16,1	29,3	16,8	25,0	17,7	23,4	18,2	23,4	5,0	34,2	7,0	34,2
IX.	4,0	38,8	4,3	35,5	6,6	33,3	8,7	28,0	9,5	24,3	12,8	22,5	13,3	21,6	13,8	21,4	-2,0	29,3	1,7	29,3
X.	-0,3	28,8	0,4	25,3	1,5	23,1	2,8	20,0	5,0	17,8	6,5	20,6	9,8	16,8	8,7	17,9	-5,2	25,1	-2,9	25,1

izžarja to toploto skozi zrak navzgor v vsevirje. Nekaj te toplote površinska plast zraka sicer prestreže, zlasti vodni hlapi v zraku, glavni del pa se le izžari navzgor v vsevirje. (Točna merjenja so pokazala, da prestreza zračna plast predvsem toplotne žarke z valovno dolžino od 3 do 8 mikronov ter od 14 navzgor. Glavni najmočnejši del žarčenja med valovnimi dolžinami od 8 do 14 mikronov pa zračna plast propušča v vsevirje.)

V tabeli 2. vidimo, da se more zrak v višini 5 cm ohladiti v aprilu še do $-8,5^{\circ}$, zemeljska površina pa samo do $-1,8^{\circ}$. Tudi v maju je bilo v višini 5 cm zabeleženo še $-4,8^{\circ}$, na zemeljski površini pa je temperatura padla komaj do $8,6^{\circ}$. V juniju, juliju in avgustu ne pade temperatura v višini 5 cm več pod 0° . Toda že v septembru imamo lahko ponovno $-2,0^{\circ}$, na zemeljskem površju pa samo $4,0^{\circ}$, v oktobru $-5,2^{\circ}$, oziroma na zemlji komaj $-0,3^{\circ}$.



SI. 3

To dejstvo je zelo velikega pomena pri pomladanski slani, pa tudi pri jesenski. Mlade kulturne rastline, ki s svojim stebлом sežejo v višino nad 5 cm, morejo zgoraj zmrzniti, medtem ko ostanejo pri tleh in zlasti v zemlji nepoškodovane. Tako na primer slana mlademu krompirju ne škodi, ker so gomolji v zemlji, zgornje poškodovano steblo pa se lahko še popravi. Tudi jesenske slane v septembru morejo škoditi rastlinam s plodovi nad zemljo, tako na primer poznim paradižnikom in ajdi.

Temperatura zraka v višini 2 m nad tlemi. Podobno kakor zgoraj moremo ugotoviti, da so minimalne temperature tudi v višini 2 m še vedno nižje od onih na zemeljskem površju, vendar pa višje od onih v višini 5 cm. Tudi v višini 2 m more absolutna temperatura pasti pod 0° , in sicer v aprilu do $-5,3^{\circ}$, v maju do $-1,1^{\circ}$ in v oktobru do $-2,9^{\circ}$. V juliju znašajo absolutni minimumi na tleh $15,4^{\circ}$, v višini 5 cm $6,8^{\circ}$ in do višine 2 m se zopet dvigne do $9,2^{\circ}$. Podoben potek je tudi pri srednjih vrednostih.

Zanimiva je primerjava med absolutnimi maksimalnimi temperaturami na tleh in v višini 2 m. Tabela 2. izkazuje za julij kot absolutni maksimum na tleh $49,3^{\circ}$, v višini 2 m pa samo $34,2^{\circ}$, torej za $15,1^{\circ}$ manj. Za splošne razmere so bolj merodajne srednje vrednosti. V juliju imamo kot srednjo vrednost ob 14. uri na tleh $35,1^{\circ}$, v višini 2 m pa 26° , torej $9,1^{\circ}$ manj. Tu je jasen dokaz, da se zrak ne segreva direktno od sončnih žarkov, ampak šele od segrelih tal. Podobne razmere vidimo v vseh ostalih mesecih od aprila do oktobra. V oktobru imajo tla ob 14. uri sicer $14,6^{\circ}$, zrak v višini 2 m pa $15,3^{\circ}$, torej samo za $0,7^{\circ}$ več, vendar ima to svoj vzrok v tem, da imamo za površino zemlje podatke samo za dve leti.

Predležča razprava ni popolna, kar se tiče gibanja temperature v tleh in v zraku do višine 2 m. Manjkajo predvsem še opazovanja v zimskih mesecih in opazovanje v še večjih globinah, vsaj do 2 m. Vendar bodo kljub pomanjkljivosti ti podatki koristili poljedelcem in vrtnarjem, ki se ukvarjajo z rastlinami, katerih podzemeljski deli ne sežejo mnogo čez pol metra in katerih steblo ne zraste nad 2 m. Saj to je bil tudi vzrok, da so se z opazovanji omejili le do globine pol metra in to samo v vegetativni dobi rastlin.

SUMMARY

In the following discussion the temperature movement in the ground is dealt with. In the Hydrometeorological Institution in Ljubljana the mentioned temperature is being observed and that only up to the depth of 50 cm, as the time regards from the month of April till October only. The ground is bare and consists of diluvial deposit.

The table (1) gives the mean values for the period of 5 years (1952—1956) and that for the time 7 a. m. and 2 p. m. The values on the ground level (0 cm) are valuable only for two years (1955—1956). The last three columns give the mean values of the temperature minimum of the air at the altitude of 5 cm above the ground and the mean minimum and maximum of the air temperature at the altitude of 2 m above the ground, as they are usually measured in the weather house.

In the picture (1) the thermoisoplethes for the mean temperature at 7 a. m. are given. It can be seen that the ground is the warmest at the depth of 30 cm when the temperature reaches 21° C. The picture (2) gives the temperature conditions at 2 p. m. The temperature maximum gets risen on the surface in the month of July up to 35° C; the temperature is, however, constant at 21° C at the depth of 30 cm.

The table (2) gives the temperature absolute values. In July the surface layer gets warm to 50°C ($49,3^{\circ}\text{C}$). At the depths under 10 cm the temperature does not rise over 30°C any more. In the vegetative period the temperatures can still fall under 0°C namely only on the surface, in April to -2°C , in October to -1°C . At the depths under 5 cm the temperature does not fall under 0°C any more. High temperatures are liable to fall quickly. If the temperature on the surface is 50°C , the temperature at depth of half a meter comes hardly to that of the half a surface value, more strictly $23,6^{\circ}\text{C}$.

Minimum temperature of air at the altitude of 5 cm above the ground is constantly under the temperature of the earth surface, both as to the mean and absolute values. This is evident from both the tables.

Also the minimums at the altitude of 2 m are lower than those on earth surface, yet they are higher than those at the altitude of 5 cm. On the contrary, however, the maximums are higher on the ground than those at the altitude of 2 m. Absolute maximum on the ground amounted $49,3^{\circ}\text{C}$, at the altitude of 2 m, however, only $34,2^{\circ}\text{C}$.

The picture (3) gives curves of the temperatures of the ground from April to October. At 7 a. m. the curve of the depth of 50 cm is above the surface curve, at 2 p. m., however, the conditions are naturally converse.

MOČNE OTOPLITVE V JUGOSLAVIJI V DNEH OD 1. DO 6. JULIJA 1950
THE INCREASE OF TEMPERATURE IN YUGOSLAVIA
FROM 1ST TO 6TH JULI 1950

J. PUČNIK

551.506.2

Nadpovprečno visoke temperature, ki so nastopile v zahodni Evropi že v drugi polovici junija leta 1950., so se v začetku meseca julija tega leta pojavile tudi v srednji Evropi in na Balkanskem polotoku. V nekaterih predelih Jugoslavije so bile v dneh od 1. do 6. julija presežene absolutne maksimalne vrednosti temperatur vse opazovalne dobe.

Podobne vremenske anomalije so često posledica nihanja splošne cirkulacije atmosfere, torej to niso vremenska stanja, ki zajemajo le manjša področja, ampak so rezultanta določene razporeditve zračnega strujanja v Evropi in na Atlantiku ter v ostalih predelih naše zemeljske oble.

Kakor je znano, je že H. W. Dove [1], ki je podal teorijo o polarnem ekvatorialnem strujanju zraka, poizkušal razložiti ta ali drugi tip vremena v zvezi s splošnim strujanjem zraka. Po Fritz Royu [2], ki je že dokaj jasno analiziral vreme v sinoptičnem smislu in iskal njegovo osnovno sliko prav v polarnem oziroma tropskem strujanju zraka, se je s tem problemom ukvarjala vrsta znanih meteorologov.

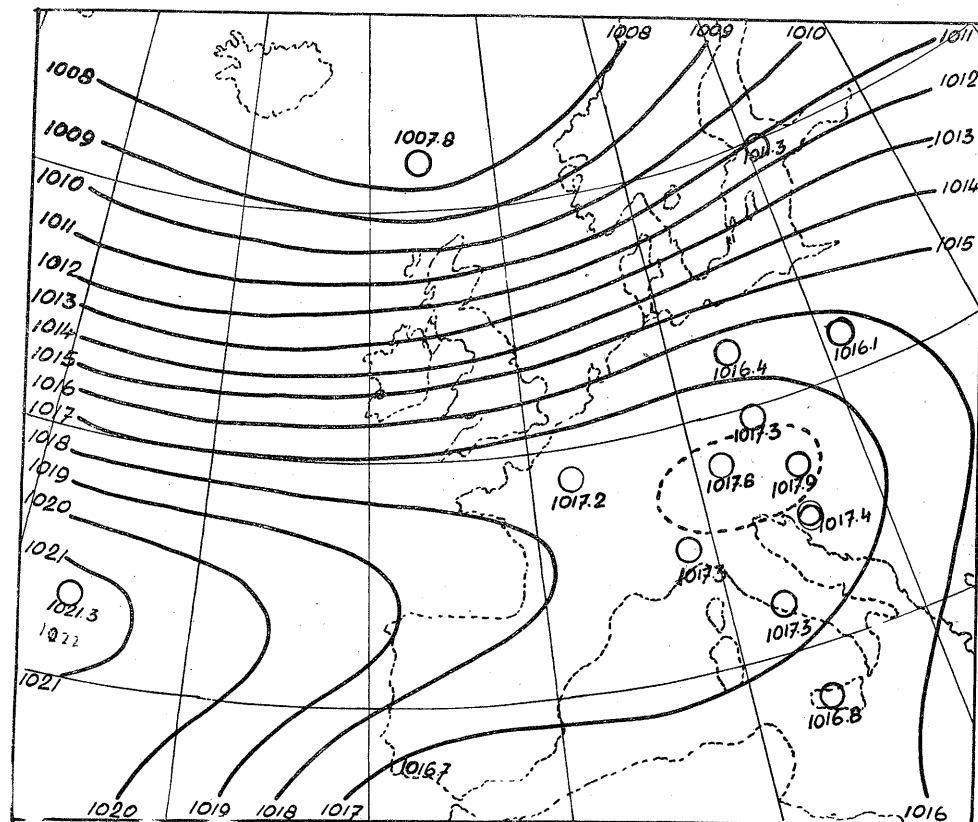
Tako je Teisserenc de Bort [3], ki je znan po svojih ragljabljanjih o akcijskih centrih atmosfere kot gonilnih silah našega vremena, imenoval kopičenje tropskih zračnih gmot v območju Azorov kot važen indikator aktivnosti cirkulacije atmosfere. Z uvedbo pojma zračnih gmot po Helmholtzu [4], katere so nosilke značaja vremena, so J. Bjerknes [5] in ostali predstavniki norveške in bergenske šole podali teorijo o valovanju polarne fronte in s tem poskušali točneje določiti mehanizem gibanja prizemnih plasti naše atmosfere.

Zelo zanimiva je ugotovitev znanega dunajskega meteorologa F. M. Exnerja [6], ki je vršil raziskovanja na tem področju, da obstaja medsebojna povezava med intenzivnostjo Islandskega minimuma in Azorskega anticiklona. Njuno kolebanje in v zvezi s tem jakost valovanja polarne fronte ima po njegovih dognanjih odločilen vpliv na značaj vremena v Evropi.

Prav tako je Sir Napier Shaw [7] s pomočjo korelacijskih koeficientov dokazal visoke realne vrednosti med kolebanjem cirkulacije severne in južne poloble in s tem podal pravilno domnevo o medsebojnem vplivu druge na drugo. Njegova trditev, da obstaja močna povezava med jugovzhodnimi vetrovi na južnem Atlantiku in pojačanimi padavinami v Angliji, je zelo znana.

Vsa omenjena raziskovanja so se posluževala v glavnem prizemnega baričnega polja in strujanja zraka v najnižjih plasteh atmosfere. Zato je jasno, da

so bila določena dognanja preslabo osvetljena, da bi lahko pokazala vse tiste silnice v našem ozračju, ki so odločilne za določeni tip vremena. Veliki doprinos v tem pogledu pomenijo raziskovanja in dognanja o splošni cirkulaciji atmosfere v srednjih širinah čikaške meteorološke šole, ki so se vršila pod vodstvom C. G. Rossbya [8] in dala določene nove poglede v mehanizmu naše atmosfere v višjih plasteh vse gori do tropopavze. Med mnogimi problemi, ki so se pojavili v tej zvezi, je zlasti omeniti vprašanje nastajanja tako imenovanih dolgih valov, ki so važni indikatorji za stabilnost našega vremena.

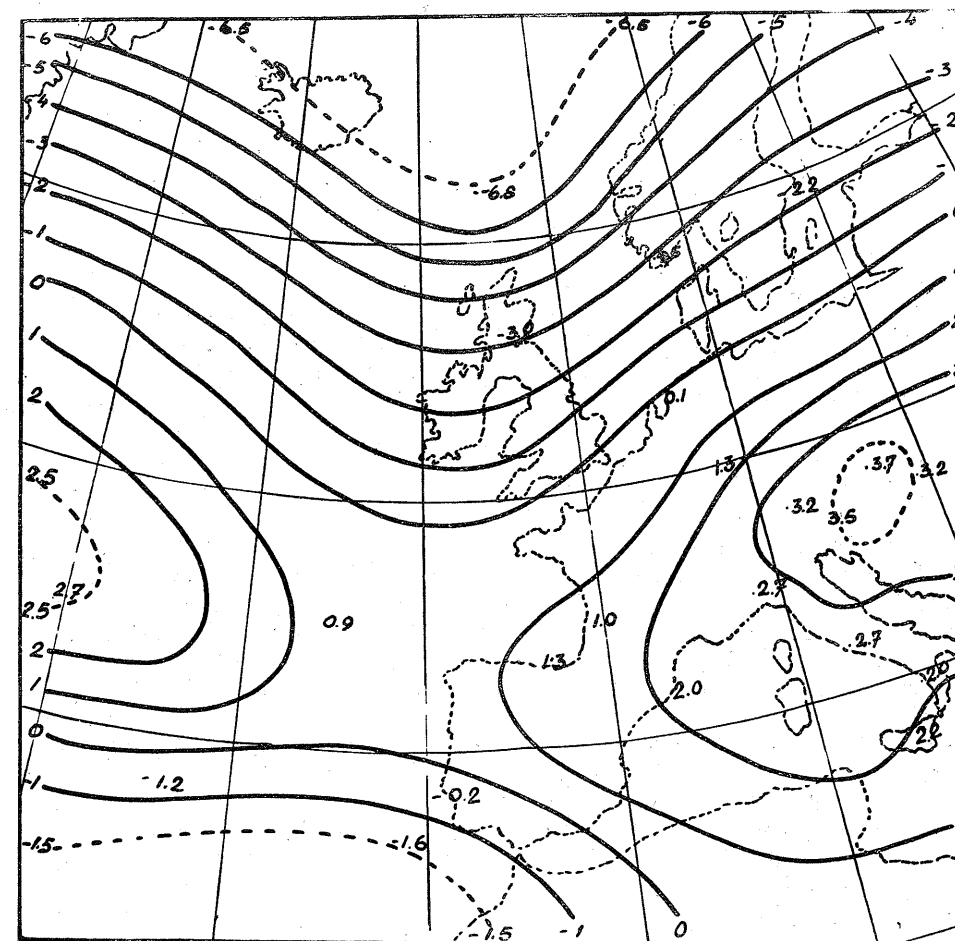


Sl. 1 — Srednji zračni pritisk za mesec junij 1950

Grobo sliko o splošni cirkulaciji atmosfere za določeno časovno obdobje nam more nuditi srednji zračni pritisk, ki nakazuje položaj najbolj trdoživih področij nizkega in visokega zračnega pritiska ter jakost omenjenih akcijskih centrov.

Srednji zračni pritisk za mesec junij v letu 1950 (sl. 1) v prizemnih plasteh nam kaže izrazito področje visokega zračnega pritiska nad vzhodnim

Atlantikom severno od Azorov (1022 mb), a drugo sekundarno področje se je nahajalo nad vzhodnimi Alpami (1018 mb). Nad severnim morjem pa je obstajalo področje nizkega zračnega pritiska. Že J. Hann [9] in pozneje A. Defant [10] sta ugotovila, da je kazalo področje visokega zračnega pritiska v omenjenih raziskovanjih v območju Azorov v poletni dobi tendenco pomika od juga



Sl. 2 — Odklon pritiska zraka za junij 1950 od povpr. pritiska zraka za dobo 1881 — 1905

proti severu. Torej je bila ta tvorba v omenjenem času močno disponirana planetarni cirkulaciji. A. Defant je nadalje prišel do zaključka, da se je v dobi od 1881.—1905. leta nahajalo jedro Azorskega anticiklonalnega področja med 30 in 35° N in 40 ter 30° W. V našem primeru pa je bilo opaziti mnogo močnejši premik proti N in E, in sicer za cca. 10°. Tako je središče visokega zračnega

pritiska ležalo v obravnavanem primeru med 40 in 45° N ter 30 in 20° W. Značilni junijski hrbet čez zahodno in srednjo Evropo se je tudi v tem primeru uveljavljal, vendar z mnogo večjo intenzivnostjo kakor pa v Defantovi dobi.

V omenjeni dobi je bil Alpski svet s Panonsko nižino v širokem brezgradientnem polju, in sicer med izobarama 1014 in 1013 mb. Leta 1950 pa se je uveljavilo sekundarno središče visokega zračnega pritiska z jakostjo 1018 mb na tem področju, a izobara 1014 se je pomaknila daleč proti vzhodu in severu, tako da je zajela še vso Ukrajino in del Male Azije. Tipična zonalna smer izobar nad vzhodnim Atlantikom, zahodno in srednjo Evropo je v mesecu juniju in v začetku julija obstajala neprimerno bolj izrazita v l. 1950, kakor pa v Defantovi dobi. [10]

Še jasnejšo sliko o spremembi baričnega polja nam nudijo odkloni srednjega zračnega pritiska v juniju 1950 od normalnih vrednosti Defantove dobe (sl. 2). Iz teh vrednosti je lepo razvidno, da je bil najjači porast zračnega pritiska nad srednjo Evropo, Sredozemljem in Balkanskim polotokom. Tako je izkazal Dunaj 3,7 mb, Budimpešta 3,2 mb, Milano 2,7 mb, Varšava 2,8 mb, Palermo 2,2 mb itd.

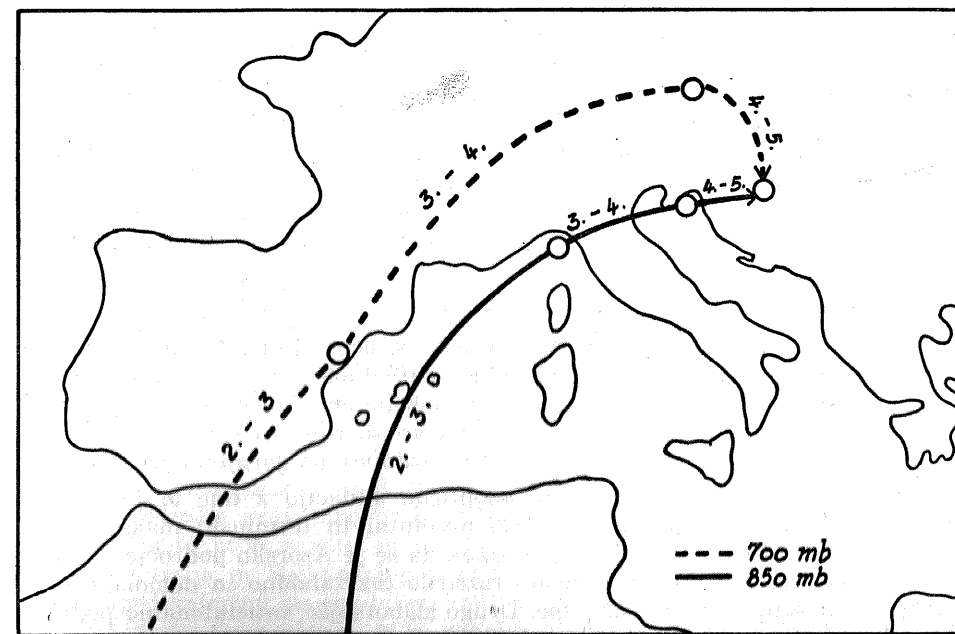
Proti severu in zahodu so se pozitivni odkloni zračnega pritiska naglo manjšali, tako da so izkazovali Berlin le še 1,8 mb, Pariz 1,3 mb, a Bordeaux 1,0 mb. Ako smo zasledovali padec omenjenih vrednosti še nadalje proti severu, smo dobili že v Stokholmu vrednost -4,5 mb, a v območju Islanda celo -6,8 mb.

Področje negativnih izalobarnih vrednosti se je pojavljalo prav tako v jugovzhodnem Atlantiku, kjer je bila zahodno od Gibraltarja dosežena vrednost -1,6 mb. Drugo močno središče pozitivnega izalobarnega polja se je nahajalo nad vzhodnim Atlantikom z jakostjo 2,7 mb in je ustvarjalo z že omenjenim Srednjeevropskim področjem značilno zonalno lego. Poslednji podatki dokazujejo, da se je Azorski anticiklon močno pomaknil proti severu in vzhodu, kakor smo že omenili, in s tem je bila dana dispozicija za pojačan dotok zračnih gmot v srednjo Evropo. R. Scherhag [11] je navedel analogni primer za Severno Evropo, in sicer za poletje 1947., ko so imela omenjena področja izredno visoke otoplitve pod vplivom ojačane splošne zonalne cirkulacije. Iz tega je razvidno, da je v obeh primerih bil povečan dotok tropskih zračnih gmot, ki pomenijo po mnenju H. Trenkla [12] najmočnejše otoplitve na Evropskem kontinentu in s tem tudi v poletnem času izredno vroča poletja.

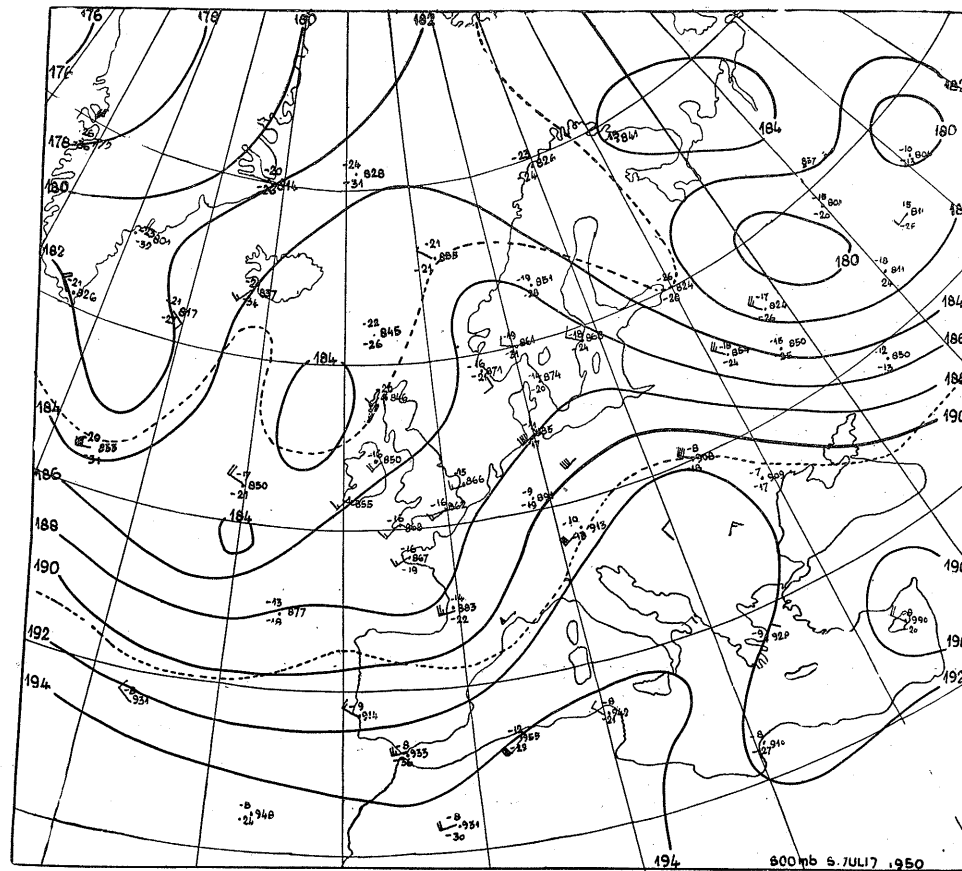
Kopičenje tropskih zračnih gmot v Azorskem anticiklonalnem področju se je nadaljevalo še posebno v obdobju od 1. do 6. julija 1950. Tako sem opazil na sinoptičnih kartah evropskega področja, da se je do 5. julija 1950 razrastla nad vzhodnim Atlantikom preko Sredozemlja in srednje Evrope močna anticiklonalna tvorba. Od Grönlanda preko severnega Atlantika do zahodne in severne Evrope pa je valovala polarna fronta. Njeni frontalni sistemi so uvajali v te predele morske polarne in morske tropske zračne gmote, ki so povzročale od časa do časa padavine v zahodni in severni Evropi. Nad srednjo Evropo, južno od Alp, pa so omenjene frontalne ploskve bile močno dvignjene in razbite po tropskih zračnih gmotah tako, da so povzročile v Jugoslaviji in Italiji le delno oblačno vreme.

Ako smo zasledovali razvoj situacij na 500 mb ploskvi v začetku obravnavanega razdobja, smo opazili, da se je raztezal od osrednjega Pacifika preko

srednje Amerike in Atlantika čez Sredozemlje in severno Afriko, Arabijo do osrednje Indije izraziti pas visokega zračnega pritiska, v katerem se je nahajalo več anticiklonalnih jeder. Najizrazitejša so bila tri, in sicer ena nad osrednjim Atlantikom, drugo nad severozahodno Afriko in tretje nad severnim Sredozemljem in srednjo Evropo. Nato se je med srednjeatlantskim in severnoafriškim področjem izoblikovala globoka dolina, v katero je pritekal hladen zrak. Posebno močno se je dne 5. julija omenjena dolina poglobila in razširila proti vzhodu. Zaradi tega se je srednje atlantsko jedro nekoliko oslabilo in pomaknilo proti zahodu, a severnoafriško področje visokega zračnega pritiska se je premestilo proti vzhodu in se končno združilo s sredozemskim področjem visokega zračnega pritiska. Pojačani dotok hladnega zraka v že omenjeno dolino nad vzhodnim Atlantikom je povzročil kompenzacijski tok tropskih zračnih gmot, ki so bile tako izredno ojačane v področju Sredozemlja in Balkanskega polotoka. Tako so bili predeli severnega Sredozemlja, južne srednje Evrope in Balkanskega polotoka v območju izohipse 585 g. m., kar predstavlja za 500 mb ploskev za srednjo Evropo visoko vrednost. Iz navedenega je razvidno, da je na višini 500 mb bilo v glavnem strujanje zraka SW do NE, kar je značilno za uvajanje tropskega zraka v te predele. Ako sledimo trajektorijam na 700 mb in zlasti na 850 mb ploskvi, ki jih je izdelal prof. M. Maksič, se tudi opaža ista komponenta (sl. 3).



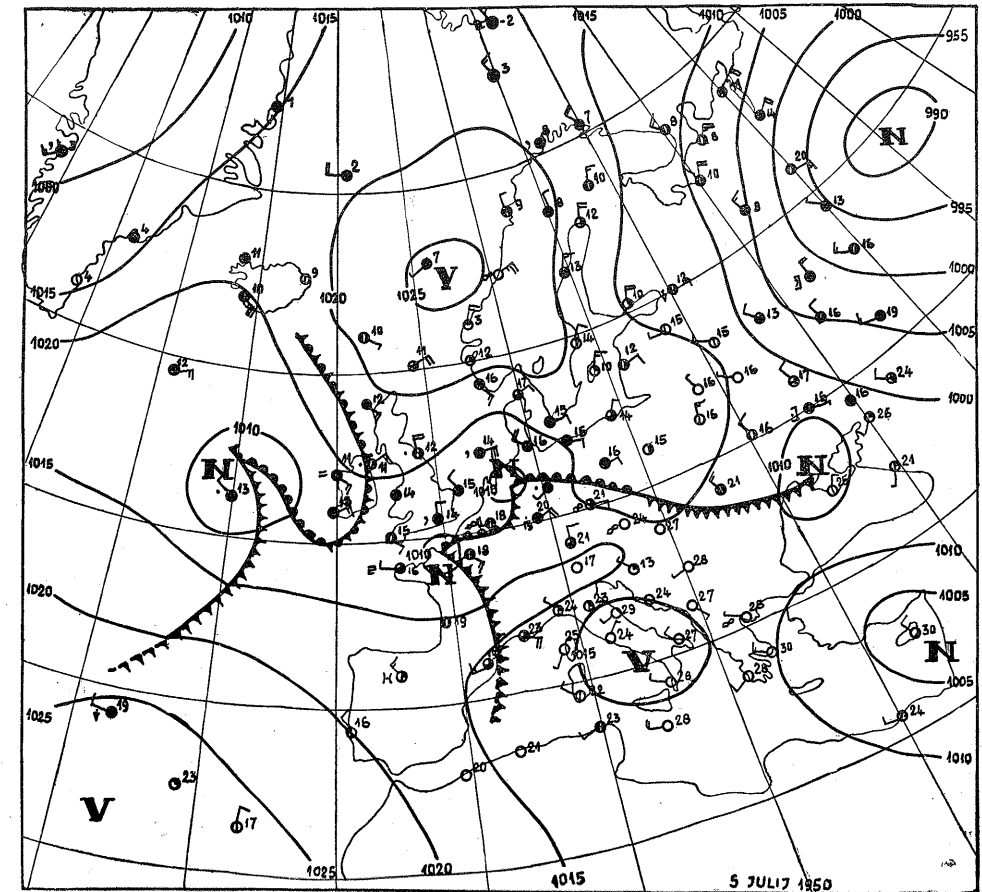
Sl. 3 — Trajektoriji strujanja zraka v času od 2. do 5. julija 1950 na 700 in 850 m^a ploskvi po prof. M. Maksiču



Sl. 4 — Višinska karta izdana po Daily Synoptic Series Historical Weather Maps za 5. julij 1950

Kakor je lepo razvidno tudi iz višinske situacije (sl. 4), se je klin tropskega zraka močno razširil v srednjo Evropo, in sicer visoko v območje gornjih plasti troposfere. To je tipično za velike anticiklonalne tvorbe dinamičnega izvora, ki jih R. Scherhag imenuje moteče maksimume, ker se ustvarjajo vzdolž njihovih obrobij močna strujanja, medtem ko so njihova centralna področja izredno visoko razvita v vertikalni smeri pogosto vse do gornje meje troposfere.

Ako smo analizirali prizemno sinoptično situacijo z dne 5. julija 1950 (sl. 5), ko so se pojavili najpogostejši absolutni in terminski maksimumi v temperaturni sliki Jugoslavije, smo opazili, da se je Azorsko področje visokega zračnega pritiska z jakostjo 1026 mb razširilo čez zahodno in deloma srednjo Evropo z izrazitim klinom čez Alpe. Drugo slabotnejše anticiklonalno področje pa se je nahajalo nad severnim Sredozemljem. Severno od tod je od Atlantika do Črnega morja valovala polarna fronta s slabotnimi ciklonalnimi tvorbami. Pod vplivom prodiranja morskega polarnega zraka v severno in zahodno



Sl. 5 — Sinoptična karta izdana po Zentralanstalt für Met. u. Geod. na Dunaju za 5. jul. 1950

Evropo so se pojavljale v teh predelih kratkotrajne nevihte s plohami. Južno od Alp s Sredozemljem in Balkanskim polotokom je bilo jasno vreme. Kakor je razvidno iz omenjenih podatkov, je imelo vse področje Sredozemlja, Srednja Evropa južno od Alp z Balkanskim polotokom v območju dotoka tropskega zraka. Ves ta čas je bil splošen sistem cirkulacije atmosfere na Atlantiku pomaknjen proti severu, zaradi česar se je akcijski center Azorskega anticiklonalnega področja prav tako premestil v navedeni smeri. Zaradi tega pomika polarne fronte proti severu in pojačanega dotoka tropskega zraka je dobila Srednja Evropa in Balkanski polotok značilne karakteristike tropske zračne gmote, med katerimi sta predvsem značilni izredno nizka relativna vlaga in pa posebno visoke temperature, ki so ponekod presegle vsa dosedanja opazovanja.

Tako je relativna vlaga dne 5. julija 1950 znašala v Ljubljani 32%. Še nižje vrednosti so bile dosežene na postaji Zagreb-Grič, kjer je istega dne znašala

celo 5 %. Po mnenju prof. B. Maksiča [13] moramo pojmovati ta izredno močan padec relativne vlage v glavnem zaradi advektivnega segrevanja zraka, a le manjši, sekundarni efekt je pripisovati subsidenci.

Gibanje temperatur v Jugoslaviji nam kaže zelo poučno sliko, kakor je razvidno iz spodaj navedenih vrednosti v tabeli I.

Tabela I.

	Hs	obdob.	junij	julij	obdob.	junij	julij	odklon	
Ljubljana	298	50—40	18.0	19.8	1950	20.5	22.6	2.5	2.8
Vrhnika	296	25—40	18.4	20.2	„	19.7	22.4	1.3	2.2
Kočevje	481	25—40	16.8	18.5	„	19.5	21.9	2.7	3.4
Krško	168	97—40	18.9	20.9	„	27.2	21.9	1.3	1.0
Laško	231	28—40	17.8	19.6	„	19.5	21.6	1.7	2.0
Celje	241	92—40	18.4	20.2	„	19.4	21.5	1.0	1.3
Maribor	270	01—40	17.5	19.9	„	19.5	21.5	2.0	1.7
Zagreb	163	62—41	19.5	21.8	„	22.4	24.6	2.9	2.8
Osijek	94	82—31	19.5	21.7	„	21.8	24.1	2.3	2.4
Slav. Pož.	152	85—33	18.7	20.8	„	20.5	22.7	1.8	1.9
Crikvenica	2	91—40	20.8	23.3	„	24.5	27.4	3.7	4.1
Bihač	227	92—13	19.2	20.8	„	21.1	23.5	1.9	2.7
Banja Luka	163	92—13	18.0	20.6	„	21.7	23.9	2.9	3.3
Tuzla	236	92—13	18.6	20.5	„	19.8	22.8	1.2	2.3
Mostar	70	92—13	22.0	25.4	„	26.0	30.5	4.0	5.1
Beograd	132	25—40	20.6	23.7	„	22.3	25.5	1.7	1.8
Titograd	40	31—40	23.2	27.4	„	25.6	29.4	2.4	2.0
Skoplje	240	25—34	21.5	24.5	„	22.7	26.2	1.2	1.7

Ako smo primerjali dolgoletne povprečke srednje junijske temperature s podatki teh vrednosti v juniju leta 1950, smo opazili v vseh predelih države pozitivne odklone, ki so večji od 1° C. To se pravi, da je v vseh predelih Jugoslavije bila temperatura najmanj za 1° C višja od do sedaj opazovanih povprečnih temperatur. Največji odkloni so bili opaženi v Mostarju, kjer je znašala razlika 4.0° C, njej je sledila Crikvenica s 3.7° C, Banja Luka in Zagreb z 2.9° C, Kočevje 2.7° C, Ljubljana 2.5° C, Maribor 2.0° C itd.

Podobno sliko smo opazili, ako smo primerjali odklone julijskih srednjih temperatur v letu 1950 od dolgoletnih povprečkov. Na osnovi te primerjave smo dobili še jasnejšo sliko o visokih temperaturah v Jugoslaviji v tem mesecu. Tako je kazal Mostar ponovno najvišjo vrednost in sicer 5.1° C Crikvenica 4.1° C, tem pa so sledili Kočevje s 3.4° C, Banja Luka 3.3° C, in nato ostale postaje naše države, kjer se je gibal odklon med 3.0° C in 1° C.

Absolutni junijski maksimum je bil dosežen v Jugoslaviji 30. junija 1950 in sicer v Mostarju, ko se je dvignila temperatura na 40.0° C, kar je po dosedaj znanih podatkih absolutni maksimum vse opazovalne dobe za navedeni mesec [14], [15].

Na podlagi analiziranih absolutnih in terminskih maksimumov (tabela II.) v mesecu juliju 1950 smo dobili sledeče ekstremne vrednosti: v Sloveniji je dosegel Črnomelj najvišjo vrednost in sicer 40.6° C, sledi Laško 40.0° C, nato Celje 39.4° C, nadalje Krško 38.3° C itd. Vsi ti absolutni maksimumi so bili doseženi 5. julija 1950. V Hrvatski so bile dosežene se višje ekstremne vrednosti in sicer: v Karlovcu 42.4° C, v Zagrebu 40.3° C, Osjeku prav tako 40.3° itd. V Bosni in Hercegovini so se gibali absolutni maksimumi do 43.0° C, kar je bilo doseženo v Mostarju dne 2. julija in predstavlja najvišjo vrednost, ki je bila opazovana v tem letu.

Omenjena vrednost absolutnega maksimuma je bila mnogo nižja od absolutnega maksimuma vse opazovalne dobe na tem področju, kajti dne 31. julija 1901 je bila v Mostarju dosežena absolutna maksimalna temperatura in sicer 46.2° C (14), kar predstavlja tudi najvišjo opazovano temperaturo v naši državi.

Tudi v Makedoniji so se gibale absolutno maksimalne temperature v območju do 40.5° C, ki so bile dosežene v Skoplju. Podobno stanje je bilo tudi v Črni Gori, kjer so dosegle absolutne maksimalne temperature v Titogradu 40.6° C.

Iz navedenih podatkov je razvidno, da so bile temperature v vseh republikah zelo visoke in v mesecu juliju dosegle absolutne maksimume po vsej državi. Nadalje je zanimivo, da so bile absolutne maksimalne temperature severnozahodno od Osijeka večinoma višje od dosedanjih.

Tabela II.

	dosed. abs. maks.			abs. maks. leta 1950.	
Skoplje	41.2	23. julija	1934.	40.5	3. julija 1950.
Titograd	40.8	22. julija	1936.	40.6	5. julija 1950.
Crikvenica	39.2	17. avgusta	1892.	36.7	2. julija 1950.
Bihač	—	—	—	41.2	5. julija 1950.
Mostar	46.2	31. julija	1901.	43.0	2. julija 1950.
Beograd	39.4	29. julija	1936.	39.2	6. julija 1950.
Osijek	41.5	24. avgusta	1911.	40.3	1. julija 1950.
Sl. Požega	38.4	11. avgusta	1921.	38.5	6. julija 1950.
Zagreb	37.6	22. julija	1939.	40.3	5. julija 1950.
Karlovac	—	—	—	42.4	5. julija 1950.
Maribor	36.4	28. junija	1935.	38.3	5. julija 1950.
Celje	35.3	28. junija	1935.	39.4	5. julija 1950.
Laško	38.2	28. junija	1935.	40.0 t. m.	5. julija 1950.
Črnomelj	—	—	—	40.6 t. m.	5. julija 1950.
Krško	35.3	28. junija	1935.	38.3	5. julija 1950.
Kočevje	36.2	28. junija	1935.	36.0	5. julija 1950.
Vrhnika	37.0	28. junija	1935.	36.4	5. julija 1950.
Ljubljana	38.0	28. junija	1935.	38.8	6. julija 1950.

Na podlagi gornjih izvajanj in podatkov je razvidno, da je bil v juniju in juliju leta 1950 izredno močan dotok tropskega zraka v zahodno in srednjo

Evropo, ki je povzročil visoke temperaturne vrednosti v omenjenem obdobju. Gotovo je, da je primarno vlogo igrala v tem primeru advekcija in šele sekundarno vlogo moremo pripisovati subsidenci.

SUMMARY

The high temperatures which occurred in Yugoslavia during the time from 1—6 July 1950 are the subject of this treatise. First, there are given the general outlines of the theories of well-known meteorologists who tried to define the origin of a certain type of weather. Among other things, the theories by the following authors are mentioned: The theory of the action centers of the atmosphere by Teisserenc de Borta, J. Bjerknes and his cooperators' theory of polar front, next F. M. Exner and Sir Napier Shaw's researches on this field, and the discoveries of Chicago Meteorologic School led by C. G. Rossby about general circulation of the atmosphere in the medium latitudes.

With the help of the mean air pressure in the ground levels of the atmosphere the rough picture of the general circulation in the before mentioned levels for western, middle, and northern Europe was made for the month of June. This picture indicated in the month of June 1950 the typical area of the high pressure above eastern Atlantic, to the North of Azores and that at the intensity of 1021.3 mb. Another area was over the eastern Alps and had the intensity of 1017.9 mb. J. Hann and A. Defant, too, had found out that the Azorian anticyclonic mass is during the summer months very much under the influence of the planetary circulation which is moved by the latter in summer further up to the North than in winter.

The ground baric field in the month of June 1950 is further compared with that one in Defant's period. Here is to be noticed that the Azores anticyclonic mass was moved during the time considered for 10 deg. towards North and for 10 deg. towards East. The second characteristic point of the above mentioned baric situation was that the zonal currents in the northern Europe were strengthened. In the month of June 1950 a considerable increase was noticed in the middle Europe if compared to Defant's period. The increase was: for Vienna 3,7 mb Budapest 2.1 mb etc. On the other hand, strong fall of 6.8 mb was noticed in the area of Island. In the treatise also the process of the accumulation of air masses in the anticyclonic area over Azores is shown. This process went on also during the time from 1—6 July. During this time the mentioned air masses reached a strong advance in high levels over the Mediterranean to the middle Europe and to Balkan. This was noticed on the 500 mb level, where the altitude of 585.6 gm was reached, which is a very high value for the middle Europe. On the ground synoptic chart the Azores anticyclonic area was noticed on the 5th July 1950 at 7 a. m. This area was spreading in a narrow ridge over western Europe and the Alps to the middle Europe. Another anticyclonic center was over the northern Mediterranean. According to the described baric situation Yugoslavia got very high temperatures and they showed in their mean month averages for the months of June and July the positive deviation from the many years' averages amounting from 1 to 5.1°C. The mean maximal temperatures moving in most parts of Yugoslavia over 25°C gave a still preciser picture. The precisest picture about temperature conditions was given, however, by absolute maximal temperatures. They surpassed, in the parts of northwestern Yugoslavia, to the greater part, the values that had been noticed up to that day.

The basic reason for the exceedingly great increase of temperature in the mentioned days is to be ascribed to the intensive influx of the tropical air masses to middle Europe and Balkan Peninsula, but the secondary part is to ascribe to the process of subsiding as well.

Literatura:

1. Dove H. W.: Meteorologische Untersuchungen, Berlin 1837.
2. Fitz-Roy. R.: Weather Book. A. Manual of practical meteorology London 1863.
3. Teisserenc de Bort: Les Bases de la Meteorologie Dynamique, Vol I et II, Paris 1901—1907.

4. Helmholtz H.: Über atmosphärische Bewegungen — I. Akadem. Ber. Berlin 1888.
5. Bjerknes J.: Bergeron T.: Physikalische Hydrodynamik Berlin 1933.
6. Exner F. M.: Über Luftdruckschwankungen in der Höhe und am Erdboden Met. Zs. 30. 1913.
7. Shaw Sir Napier: Manual of Meteorology, Vol. IV. Meteorological calculus Pressure and Wind. Oxford, Cambridge 1931.
8. G. G. Rossby: University of Chicago, Departement of Meteorology: On the general circulation of the atmosphere in middle latitude. Bul. Amer. Met. Soc. 28.255-280/1947.
9. Hann J.: Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Süd-Europa, Wien 1887.
10. Defant A.: Die Verteilungen des Luftdruckes über den Nordatlantischen Ocean und den anliegenden Teilen der Kontinente auf Grund der Beobachtungsergebnisse der 25. jährigen Periode 1881 bis 1905, Wien 1916.
11. Scherhag R.: (Die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation in den letzten 25 Jahren Am. Hydr. 64, 1936.
12. H. Trenkle: Beiträge zur langfristigen Witterungsvorhersage, Abh. d. B. Landeswetterdienstes 1950 5 11.
13. B. Maksič: Disertacija.
14. Dr. Škreb i. s.: Klima Hrvatske, Zagreb 1942.
15. Godišnjak, HS FNRJ, št. 6, L II. Beograd 1950.