

IDŐJÁRÁS

6

1959. NOVEMBER – DECEMBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

2

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)

Dr. BÉLL B.

Dr. BERKES Z.

BODOLAI I., a fiz. tud.

kandidátusa

Dr. S. BRANDEJS (Prága)

Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)

Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)

Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő

Dr. HILLE A.

Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)

S. JAHO (Tirana)

Dr. KAKAS J. szerkesztő

P. KASNECI (Tirana)

Dr. KÉRIM.

Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)

Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)

Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)

Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)

Prof. dr. W. OKOLOWICZ

(Warszawa)

Dr. OZORAI Z.

Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)

Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)

Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)

Prof. dr. K. SCHNEIDER-CARIUS
(Leipzig)

Prof. dr. F. STEINHAUSER

(Wien)

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1

TELEFON : 353-500

*

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70.
ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV.
SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764.
METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

Mesinger, F. (Beograd): Some Remarks on the Hydrodynamic Instability in „Strong” Circular Anticyclones (Néhány megjegyzés az „erős” cirkulációjú anticiklonok hidrodinamikus labilitásáról).....	321
Mészáros E.—Wirth E.: Замечания о методе Сивадияна для измерения спектра дождевых капель (Megjegyzések az esőcsepp-spektrum mérésére szolgáló Sivadjan-féle módszerről).....	329
Borbély E.: Statistische Untersuchung der Tropopausen über Budapest (A Budapest feletti tropopauzák statisztikai vizsgálata).....	333
Szepesi D.: Связь упорядоченных и фронтальных вертикальных скоростей с осадочными областями большого размера (A nagyméretű és a frontális függélyes sebességek összefüggése a nagyméretű csapadékos területekkel).....	344
Flórián Endre: Az ionoszféra F2 rétegének határfrekvenciája Budapest fölött hidegfrontok átvonulásakor.....	351
Pápainé Szalay Gabriella: Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén.....	356
Szepesiné Lőrincz Anna: A Wild-műszer párolgásadatai és a Thornthwaite-módszerrel számított potenciális és tényleges evapotranspiráció.....	361
Dési Frigyes: A magyar meteorológia időszerű kérdései és nemzetközi vonatkozásai.....	365
Gätz Gusztáv: Kísérleti előrejelzések Fjörtöft barotróp módszerével.....	367
Grigercsik Jenő (Kolozsvár): Észrevételek a nagy légkörzés elméletéhez.....	368
Péczely György: Adatok a tihanyi Külső-tó hőmérsékletéhez.....	369
Berkes Zoltán: Az 1959. év csapadékának szélsőséges eloszlása.....	372
I R O D A L O M	
Szesztay Károly: A Duna vízjárásának előrejelzése (Kakas J.).....	375
Lebegyev, A. N.: A Szovjetunió európai területe (Antal E.).....	375
Baur, F.: Közép-Európa nyári csapadécai az utóbbi másfél évszázadban s összefüggésük a napfoltciklusokkal (Berkes Z.).....	376
Jevszejev, P. K.: Az északi félgömb aeroklimatológiájának kézikönyve (Hille A.).....	377
Zanylna, A. A.: Távol-keleti körzetek, Kamcsatka és Szahalin (Antal E.).....	378
KRÓNIKA.....	379

63. ÉVFOLYAM * 6. SZÁM * 1959. NOVEMBER—DECEMBER

F. Mesinger (Beograd)*

Some Remarks on the Hydrodynamic Instability in „Strong” Circular Anticyclones

Quelques remarques sur l'instabilité hydrodynamique des « fortes » anticyclones circulaires. L'auteur analyse la stabilité hydrodynamique d'un anticyclone de symétrie axiale. Il indique le système de courbe des courants, auquel le critère de labilité est applicable. Le critère de labilité — déduit récemment par l'auteur — est comparé avec le critère de labilité généralisé de Godson et avec les résultats des recherches synoptiques y-relatives de l'auteur. Il arrive au résultat que la labilité défini par ce critère est une labilité « marquante » selon les recherches de Godson. Il suit de la, que le champ fort de la « divergence perturbationnelle » peut être superposée sur le champ ambiant de la divergence de masse. Au cas d'un anticyclone accroissant cette instabilité se manifeste avant que la force de pression n'atteigne sa valeur maximum, ce qui empêche l'accroissement ultérieur de la force de pression.

*

1. Introduction

In this paper an axially symmetric anticyclone will be discussed. It will be assumed that the air is statically stable. If, notably, the air motion is permanent, horizontal and isobaric, the hydrodynamic stability at the considered point can be determined with the aid of the criterion derived by van Mieghem [1]. In his analysis van Mieghem employed the parcel method. Some previous derivations of several authors (Helmholtz, Solberg, Höiland, Fjørtoft) were concerned only with circular vorticities the axes of which coincided with the axis of rotation of the earth. Later Godson [2], determined the hydrodynamic instability criteria which refer to an arbitrary flow pattern. His approach was somewhat different from that used by van Mieghem, though it was based also on the parcel method. Godson's criteria contain the instability criteria for the considered axially symmetric anticyclone as a special case.

In a recent article [3] the author gave the criterion for the hydrodynamic instability of the permanent, horizontal, isobaric motion in a new form. In the analysis the approach was based on the abovementioned derivation of van Mieghem. It was found that the hydrodynamic equilibrium for transverse displacements close to the isentropic surface is at the considered point unstable when

$$-\frac{\delta}{\delta r} \left(\theta \frac{\partial \pi}{\partial r} \right) > f^2 + \frac{3}{r} \theta \frac{\partial \pi}{\partial r} \quad (1)$$

* Author of the article is F. Mesinger, scientific collaborator of the Meteorological Institute, University of Belgrade (Yugoslavia).

Here r (which is always positive) represents the distance from the center of curvature of the isobar, Θ is the potential temperature,

$$\pi = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (p_0 = 1000 \text{ mb})$$

is Exner's function, where c_p denotes the specific heat at constant pressure R the gas constant for the air, p the pressure, f represents the Coriolis parameter $2 \omega \sin \Theta$, where ω denotes the angular speed of rotation of the earth and φ the latitude, finally

$$\delta = \frac{\partial}{\partial r} - \left(\frac{\partial \Theta}{\partial r} : \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) \frac{\partial}{\partial z} \quad (2)$$

is the operator representing the derivation in isentropic surfaces, where z is the vertical coordinate.

Let us remember that in the anticyclone under consideration the condition

$$-\Theta \frac{\partial \pi}{\partial r} \cong \frac{f^2}{4} r \quad (3)$$

must be fulfilled, in order to maintain a balanced motion is. Further let us note that in the atmosphere the condition

$$N \operatorname{tg} \tau > 0 \quad (4)$$

is normally fulfilled. Here

$$N = - \frac{\partial \Theta}{\partial z} \frac{\partial \pi}{\partial r} + \frac{\partial \Theta}{\partial r} \frac{\partial \pi}{\partial z} \quad (5)$$

is the baroclinicity, and $\operatorname{tg} \tau$ the slope of the isentropic surface, where τ is measured from r - towards the z -axis. In order that in the considered anticyclone the condition (4) to be fulfilled it suffices that $\frac{\partial \Theta}{\partial r} < 0$, though this is no necessary condition.

Finally, we shall state for our later discussion an important conclusion which follows from considerations in [3]:

If $N \operatorname{tg} \tau > 0$ there always exists a certain value of the horizontal component of the pressure force $-\Theta \frac{\partial \pi}{\partial r}$ great enough (but still smaller than its greatest possible value $\frac{f^2}{4} r$) for which the instability criterion (1) becomes satisfied. The greater the expression $N \operatorname{tg} \tau$, the smaller this value will be.

2. Hydrodynamic instability as an anticyclololytical agent

The hydrodynamic instability is usually treated with the parcel method. An air parcel is supposed to receive an impulse and its subsequent motion relative to that of a nonperturbed air parcel is studied. It is assumed that this motion does not disturb the ambient pressure field. In the ease of stability

the perturbed parcel will oscillate about the position of the corresponding nonperturbed parcel. On the contrary, if hydrodynamic instability is present, the perturbed parcel will move away from the place of the nonperturbed parcel, no matter how small the initial impulse was. In that case the relative displacement contains exponential terms which increase infinitely in magnitude with time. This being so, the air parcels should continuously be ejected from the regions of hydrodynamic instability. Thus a tendency for mass divergence is to be anticipated in those regions.

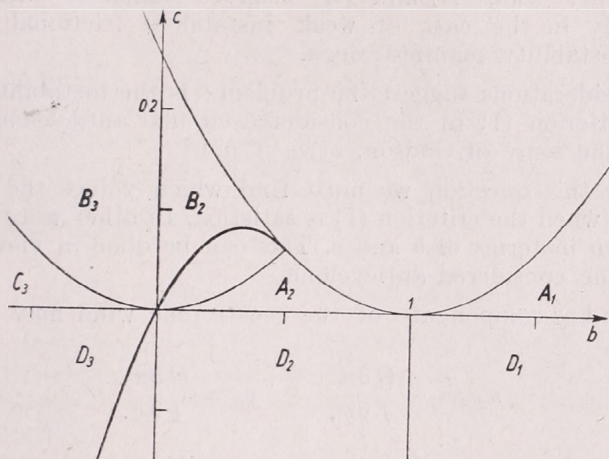


Fig. 1. — 1. ábra. Godson's stability-parameter diagram. The heavy full line represents the criterion (1) for the case of an axially symmetric anticyclone. — A Godson-jéle stabilitás-paraméter diagramm. A vastagon kihúzott vonal az (1) kritériumot ábrázolja tengelyszimmetrikus anticiklon esetén.

This interesting problem has been taken up by Godson [2, 4]. He found [2] that in the case of an arbitrary flow pattern the presence or absence and the degree of hydrodynamic instability are governed by two stability-parameters, denoted by b and c . They are defined by the relations :

$$b = 1 + \frac{1}{f}(N_x - M_y), \quad C = -\frac{1}{f^2}(M_x^2 + M_y + N_x), \quad (6)$$

where

$$\begin{aligned} M_x &= \delta n_g / \delta x, & M_y &= \delta n_g / \delta y, \\ N_x &= \delta v_g / \delta x, & -M_x &= \delta v_g / \delta y. \end{aligned} \quad (7)$$

Here n_g and v_g represent the x - and y -components of the geostrophic wind ; the x - and y -axes are orthogonal, right-handed, and horizontal, but otherwise arbitrary. Operators $\delta/\delta x$ and $\delta/\delta y$ are defined analogously to $\delta/\delta r$ in (2). Stability depends on the position of the point representing the values of b and c on a $b - c$ diagram (Fig. 1) at the considered space in the atmosphere.

In Fig. 1 the parabola $c = \frac{1}{4}(b - 1)^2$ blocks off the joint values of b and c which are impossible. Coordinate axes and the lines $b = 1$ and $c = \frac{1}{4}b^2$

divide the diagram into several zones. Only zones A_1 and A_2 are hydrodynamically stable. In a later paper [4] Godson gave a statistic and synoptic study of various stability and instability types. His results were in fair agreement with the hypothesis about the correlation between instability and pressure tendency. Marked hydrodynamic instability (zones B and D_3 — there was no case in most unstable C_3 zone) was associated with significant contributions to falling tendencies for pressure systems. On the contrary, regions of marked stability showed a tendency for rising pressure. The regions of weak instability (zones D_1 and D_2) behaved similar to stable A_1 and A_2 zones; probably in the case of weak instability frictional effects often prevent any instability manifestations.

These considerations suggest the problem: is the instability determined according to criterion (1) in the considered circular anticyclone a „marked” instability in the sense of Godson, or is it not?

To answer this question we must find which values the parameters b and c can take when the criterion (1) is satisfied. In other words, criterion (1) must be written in terms of b and c . This can be done in view of the axial symmetry of the considered anticyclone.

The x - and y -components of the geostrophic wind may be written in the form

$$n_g = -\frac{\Theta \partial \pi}{f \partial y}, \quad v_g = \frac{\Theta \partial \pi}{f \partial x}. \quad (8)$$

If the x -axis lies in the direction of the gradient wind at the considered point we can, making use of (7) and (8), find for the considered axially symmetric anticyclone

$$M_x = 0, \quad N_x = \frac{\Theta \partial \pi}{fr \partial r}, \quad M_y = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial r} \left(\Theta \frac{\partial \pi}{\partial r} \right). \quad (9)$$

Using those relations we may rewrite the instability criterion (1)

$$3 \frac{N_x}{f} - \frac{M_y}{f} + 1 < 0. \quad (10)$$

Since $M_x = 0$, we obtain from (6)

$$\begin{aligned} \frac{N_x}{f} &= \frac{1}{2}(b-1) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(b-1)^2 - 4c}, \\ \frac{M_y}{f} &= -\frac{1}{2}(b-1) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(b-1)^2 - 4c}. \end{aligned} \quad (11)$$

When considering (11) it can be deduced that the + signs before the radicals are valid when $\frac{N_x}{f} + \frac{M_y}{f} > 0$, and the — signs when $\frac{N_x}{f} + \frac{M_y}{f} < 0$.

Since the condition (3), by using (9), may be written

$$4 \frac{N_x}{f} + 1 \geq 0$$

we can easily see that if the criterion (10) is fulfilled, the + signs are to be taken before the radicals in (11). Hence, from (10) and (11), we may finally write the criterion (1) in the form

$$2b + \sqrt{(b-1)^2 - 4c} - 1 < 0. \quad (12)$$

The joint values of b and c , satisfying criterion (12), lie on the more unstable side of the thick full line in the $b - c$ diagram (Fig. 1). Thus we see that even significant parts of the zones of the „marked“ instability in the sense of Godson are left on the stable side of criterion (1). Hence, there are good reasons to believe that the instability determined according to criterion (1) is associated with a strong field of „perturbation divergence“, superimposed on the ambient field of mass divergence.

3. The structure of „strong“ anticyclones

To throw more light on the three dimensional structure of the considered symmetric anticyclone, let us look for the change of instability with height. In order to facilitate the presentation, it is convenient to define a new variable A with the equation

$$-\Theta \frac{\partial \pi}{\partial r} = A \frac{f^2}{4} r \quad (13)$$

The value A will be called anticyclonality. In (13) r is the radius of curvature of the isobar at the considered point ($r > 0$); A is thus defined in every point of the atmosphere. In anticyclones, if the balanced motion is to be possible, we must have $0 < A \leq 1$; in the case of straight isobars we have $A = 0$, and in cyclones $A < 0$. This being so, the term „strong“ anticyclone may be introduced to denote an anticyclone in which A is near to the unity. In the considered symmetric anticyclone, r coincides with the coordinate r , and then we have $A = A(r, z)$.

When use is made of the hydrostatic equation

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\Theta}$$

and (5), we may write

$$N = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\Theta \frac{\partial \pi}{\partial r} \right) \quad (14)$$

From (13) and (14) we obtain

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \frac{4N}{f^2 r} \quad (15)$$

In the atmosphere a value of $N > 0$ may be considered as normal in

anticyclones (again the sufficient condition is $\frac{\partial \theta}{\partial r} < 0$, what is supposed to hold). In such case the anticyclonality increases with height. Thus, if we admit that the state of hydrodynamic equilibrium can be altered gradually, the threshold of hydrodynamic instability is likely to be reached firstly in the upper parts of the anticyclone.

By using (2), (13) and (14), the instability criterion (1) may be written

$$\frac{f^2}{4} r \frac{\partial A}{\partial r} + N \operatorname{tg} \tau > f^2 (1 - A). \quad (16)$$

In the atmosphere the order of magnitude of N is 10^{-7} to 10^{-6} sec^{-2} . If we take the value of $2 \cdot 10^{-7}$ as appropriate to anticyclones (corresponding roughly to $-\frac{\partial \theta}{\partial r} = 0,6^\circ/100 \text{ km}$) and if $r = 500 \text{ km}$ and $f = 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$, we obtain

from (15) $\frac{\partial A}{\partial z} = 0,16 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$. In that case if $z = z_0$ we have $A = 0,68$,

and if we want N to remain constant, the anticyclonality would reach the unity $z = z_0 + 2000 \text{ m}$. If we further take that $\operatorname{tg} \tau = 1,5 \cdot 10^{-3}$ (corresponding to the value taken for N and also to the lapse rate of temperature of $0,6^\circ/100 \text{ m}$)

and assume that for the values of A close to the unity $\frac{\partial A}{\partial r} = 0$, we obtain from (16) that the threshold of instability criterion (1) would be reached at $A = 0,97$, i. e. when $z = z_0 + 1810 \text{ m}$.

These considerations suggest us a picture of the mechanism of strong anticyclone formation as follows: In a symmetric anticyclone the stability of the flow will decrease if mass convergence is taking place, having as a consequence the rise of the pressure gradient and, hence, of the anticyclonality. In the region of the greatest anticyclonality (in the upper parts of the region where $N > 0$) the threshold of the instability criterion (1) will be reached before the anticyclonality becomes equal to the unity. This is associated with a strong field of „perturbation divergence” superimposed on the ambient field of mass convergence; this effect will tend to prevent further increase of the anticyclonality.

Besides the considered type of symmetric anticyclone ($\frac{\partial \theta}{\partial r} < 0$, and hence $\operatorname{tg} \tau > 0$) two more types of “cold” anticyclones (when $\frac{\partial \theta}{\partial r} > 0$, and hence $\operatorname{tg} \tau < 0$) are theoretically possible. We shall note them briefly:

— $\operatorname{tg} \tau < 0$, $N > 0$. In that case the anticyclonality can reach the unity and criterion (1) can not be satisfied.

— $\operatorname{tg} \tau < 0$, $N < 0$. In that case again the criterion (1) must be satisfied before anticyclonality reaches the unity. But here the region of great anti-

cyclonality, favorable for instability, lies in the lower parts of the anticyclone.

These considerations are not valid for anticyclones which are not axially symmetric; in those cases the asymmetry is to be taken into account. Possibly the best way to assess the influence of asymmetry of natural anticyclones would be to correlate values of A and corresponding points on $b - c$ instability diagram. If the influence of asymmetry is not significant, the points on $b - c$ diagram corresponding to values of A close to the unity should lie in the zones of the „marked“ instability. But no matter how great the influence of asymmetry was, a tendency of those points moving towards the zones of marked instability is to be expected, when A approaches the unity.

REFERENCES

- [1] *Van Mieghem, J.*: La stabilité du mouvement permanent, horizontal et isobare de l'air atmosphérique. Inst. R. Météor. Belg., Mém. Vol. 28. Bruxelles 1948.
- [2] *Godson, W. L.*: Generalized criteria for dynamic instability. J. Meteor., 7 (1950), 268—278.
- [3] *Mesinger, F.*: O kriterijumu za hidrodinamičku nestabilnost horizontalnog kretanja po izobarama (On the criterion for hydrodynamic instability of permanent, horizontal, isobaric motion; with an english abstract). Fac. of Sc. in Beograd — Meteor. Inst., Papers 2, (1958), 18—25.
- [4] *Godson, W. L.*: Synoptic significance of dynamic instability. J. Meteor., 7 (1950), 333—342.

*

NÉHÁNY MEGJEGYZÉS AZ „ERŐS“ CIRKULÁCIÓJÚ ANTICIKLONOK HIDRODINAMIKUS LABILITÁSÁRÓL

Tengely-szimmetrikus anticiklonok hidrodinamikus stabilitását tárgyalja tanulmányunk. Felteszi, hogy a levegő statikusan stabilis. Ha nevezetesen a légmozgás állandó, vízszintes és izobárikus, a hidrodinamikus stabilitás meghatározható azzal a kritériummal, amelyet *van Mieghem* [1] vezetett le. Általános esetben *Godson* [2] labilitási kritériumát használhatjuk, amely önkényes áramlási képre vonatkozik. Mindkét levezetésben a „részeecske“ módszert alkalmazták.

A szerző egyik nemrég megjelent cikkében [3] új alakra (1) hozta *van Mieghem* labilitási kritériumát, amely állandó, vízszintes és izobárikus mozgásra vonatkozik. Látható, hogy olyan anticiklonban, amelynek szimmetrikus volta növekvőben van (ha $\frac{\partial \theta}{\partial r} < 0$, ami rendszerint teljesül a légkörben), az (1) kritériumnak ki kell elégülnie, mielőtt a nyomási erő vízszintes összetevője, $-\theta \frac{\partial \pi}{\partial r}$ eléri a lehető legnagyobb értékét, $\left(\frac{l^2}{4}\right) r$ -et.

Amikor a hidrodinamikus labilitás fennáll, a megzavart légrésecskének el kell távolodnia a megfelelő, nem zavart részecske helyzetétől függetlenül attól, hogy milyen kicsiny volt a megzavarás. Így a tömeg-divergencia tendenciája előtérbe lép a labilitási tartományokban. *Godson* [4] statisztikai tanulmánya igazolja ezt a feltevést. A „markáns“ hidrodinamikus labilitás (l. l. ábrán a B és D_3 zónát a $b - c$ diagrammján; a leglabilisabb C_3 zónában

sohasem fordult elő) kapcsolatban vana süllyedő nyomás jellegetes tendenciájával. Ez a tendencia nem jelentkezett a gyenge labilitás eseteiben (D_1 és D_2 zóna); ekkor a labilitás megnyilvánulásait valószínűleg megakadályozza a súrlódás.

Igy az a probléma lép fel, vajon az (1) kritérium szerint meghatározott labilitás a vizsgált cirkulációjú anticiklonokban *Godson* szerinti „markáns“ labilitás, vagy sem? Tekintettel arra, hogy a vizsgált anticiklon tengelyszimmetrikus, az (1) kritériumot fel lehet írni *Godson* b és c stabilitási paramétereivel. Így kaphatjuk meg a (12) kritériumot, amelyet az 1. ábrán a vastag folytonos vonal jelez. Láthatjuk, hogy a „markáns“ labilitás B_2 és D_3 övezetének éppen a szignifikáns részei esnek az (1) kritérium stabilis oldalára. Ezért minden okunk megvan arra, hogy azt higgyük, az (1) kritérium küszöbének elérése kapcsolatban van a tömeg-divergencia környező területére szuperponálódó „perturbációs divergencia“ erős mezejével, tekintet nélkül a mozgási mezőre a vizsgált anticiklonban.

A (13) egyenlettel célszerű egy új változót, A -t, az ún. anticiklonalitást definiálni. Bevezethetjük az „erős“ anticiklon kifejezést az olyan anticiklonok megjelölésére, amelyekben A közel egyenlő az egységgel. Ebben az esetben könnyen levezethető a (15) egyenlet, amelyből látható, hogyha $\frac{\partial \theta}{\partial r} < 0$, az anticiklonalitás növekszik a magassággal.

Ezek a megfontolások az erős anticiklonok kialakulási mechanizmusára a következő képet sugallják: Ha egy szimmetrikus anticiklonban tömegkonvergencia lép fel, az anticiklonalitás növekszik, és emiatt az áramlás stabilitása csökken. A legnagyobb anticiklonalitás tartományában (annak a tartománynak a felső részén, ahol a baroklinitás, $N > 0$) az (1) labilitási kritérium küszöbét hamarabb éri el, mielőtt az anticiklonalitás az egységgel lesz egyenlő. Ez kapcsolatban van az előbb említett „perturbációs divergenciával“. Ez a hatás megakadályozni törekszik az anticiklonalitás további növekedését.

Замечания о методе Сивадьяна для измерения спектра дождевых капель

Some remarks on the Sivadjian-method of measuring rain-drop spectrum. Critical remarks concerning the Sivadjian-method of measuring rain-drop spectrum by means of hygrophotographic plates are made. The authors describe also the procedure of calibration and compare the results of measurements carried out before and after calibration.

*

Для измерения капель дождя имеются разные методы [1]. Один из них метод гиgroфотографических пластинок, описанный Сивадьяном [2]. Принцип этого метода следующий: фотохимическими приемами из обыкновенной фотографической пластинки надо готовить так называемую гиgroфотографическую пластинку. Эта пластинка будет чувствительна не только к свету, а к влаге тоже. Ее чувствительность является в том, что пластинка, которая после обращения имеет желтую окраску, вследствие действия солнечного света станет синеватой черной, но на действие воды скоро, на действие атмосферной влажности медленно получает обратно прежнюю желтую окраску. Перед измерением обмазем пластинку касторовым маслом для избежания разбрызгивания падающих больших капель. Из-за большей плотности капли дождя, сохранив шароватую форму, опускаются на дно слоя масла и — по Сивадьяну — оставляют на пластинке хорошо измеряемый след, тождественный своим оригинальным размерам. После этого стерем слой масла сперва чистой, потом хлороформированной ватой и тем заметем с пластинки и последние следы масла.

Мы производили измерения с описанным методом. Но полученные кривые распределения не были в согласии с результатами авторов, воспользующихся иными методами. Отклонение явилось в сдвиге максимальной повторяемости капель в сторону больших капель. Исследовав причины отклонения мы нашли, что диаметр измеренных на пластинке пятен различается от оригинального диаметра капель. Кроме этого оказалось, что после экспозиции капелькам разной величины необходимы разные промежутки времени, чтобы проходить через слой масла и добраться до пластинки. Нам пришлось ожидать обтиранием масла во всех случаях, пока все уловитые капли оставили хорошо определяемые следы. Таким образом заметили, что величина пятен находится в зависимости от времени, протекшего после прибытия капель до пластинки. (Эта зависимость появилась очень примечательно главным образом в районе мелких капель.) Смотри на то, что при снимке дождей разной интенсивности экспозиция может длиться от нескольких секунд до нескольких минут, необходимо было считаться с тем, что диаметр раннее прибывших ко дне капель может увеличиться уже в продолжительности времени самого измерения.

На основе таких опытов мы пришли к убеждению, что пластинки нельзя применять без прежней калибровки. Метод калибровки принципиально следующий: на гиgroфотографические пластинки, подготовленные для измерения подаем капли известного диаметра и разной величины. В практике вообще создают такие капельки с помощью капилляра. Капилляр привязывается резиновым рукавом к полному

водой посуду. В случае определенного давления воды можно достигать практически постоянную скорость капания и величину капель. Диаметр капель вычислим, если объем или вес, скажем 1000 капель, известны. Но из-за поверхностного натяжения (липкость) нам не удалось получить капли с диаметром меньше 2 мм даже смесью спирта и воды. Такие и еще более мелкие капли отделять от капилляра и измерять их возможно только очень сложными вспомогательными средствами. По этому нами был выработан более простой метод калибровки для очень мелких капелек.

Под поверхность слоя масла подходяще выбранной толщины мы подули помощью капилляра с диаметром около 0,1 мм капли разного размера. В масле вода не прилипает к наружной стене капилляра, а собирается даже в очень мелких количествах капельками и из-за большей вязкости масла эти капельки легко отрываеыые от капилляра. Таким путем нам удалось создать капельки с диаметром 0,12 мм. Диаметр висячих в масле капел определенлся до 1,6 мм микроскопом, а между 2,0—3,0 мм специальной линейкой. (В диапазоне диаметров 2,0—3,0 мм калибровки сделались обеими способами. Из сопоставления выяснилось, что оба метода доставляют почти одинаковые результаты): Примененная линейка состояла из прозрачной целлулоидовой пластины, на которой царапали прямоугольный треугольник. На более длинный катет чертили равномерно деление так, что знаки деления с точностью десятого доля мм-ра дали самое короткое расстояние между более длинным катетом и гипотенузой. При измерении надо ставить линейку в такое положение, чтобы капля была точно между катетом и гипотенузой. В этом случае диаметр капли можно отсчитать на делении.

Капли измеренного диаметра куском утемненной гифрофотографической пластинки вынимаются вместе с находящимся в окрестности капли маслом. Обтирку производим в 15. минуту после прибытия капли на дно и измеряем линейкой диаметр пятен.

Надо заметить, что у обоих методов есть возможности ошибок. В случае капания из капилляра возникает минимальная потеря веса вследствие испарения. У другого метода из-за преломления света могут даваться ошибки при определении размеров капелек, находящихся в масле. Но относительная ошибка ни в коем случае не превышает 10%.

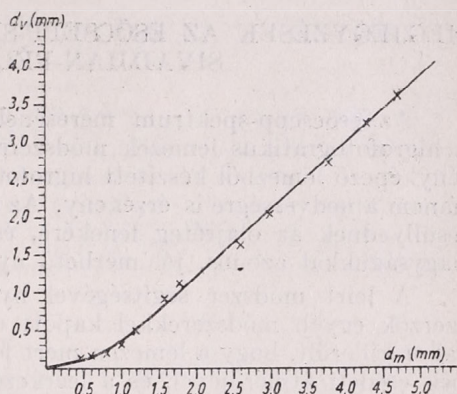
Выбор времени обтирания требовал тщательного рассуждения. Как выше упомянули, капли разного размера переходят через слой масла в разной продолжительности времени и достигаются к пластинке в разные моменты. По этому время обтирания будет оптимальное тогда, если с одной стороны достаточно длинное, чтобы практически можно было пренебрегать разности времени, с другой стороны так короткое, чтобы обеспечивать непрерывность приема капель. (Именно по этому была нами выбрана продолжительность времени 15 минут.)

Калибровка произведена такими гифрофотографическими пластинками, которые — точно следя за описанием *Сивадана* — из пластинок *Orthofort 18/10 DIN Forte* готовились. Для измерений употребляли чистое касторовое масло и дистиллированную воду. На *рисунке 1*. видна кривая калибровки, которая показывает связ между действительным и измеренным диаметрами капель, в случае времени обтира-

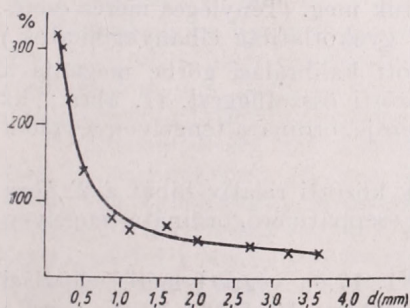
ния 15 минут. На оси ординате нанесены действительные диаметры капель, на оси абсциссе диаметры образовавшихся на пластинке пятен. Из рисунка выясняется, что последние больше, чем действительные диаметры капель и выше 0,5 мм увеличение можно считать линейным.

Рисунок 2. представляет относительную ошибку между диаметрами пятен и действительными диаметрами капель. Здесь на оси абсциссе находятся действительные диаметры капель, на ординате величины относительной ошибки, выраженные в процентах. Из рисунка видно, что при уменьшении диаметра ошибка сильно возрастает и в случае диаметров меньше, чем 0,7 мм может гораздо превышать 100%.

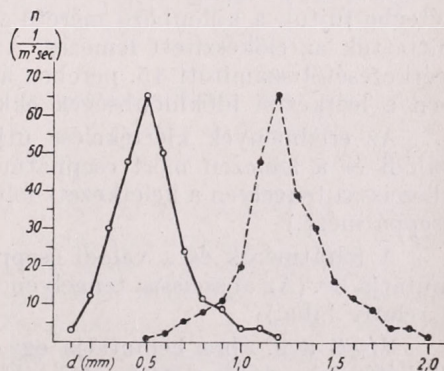
Рисунок 3. показывает кривую распределения одного конкретного измерения перед и после поправки. Измерение совершилось 12. ноября 1959 г. Продолжительность экспозиции была 90 сек. (Облачность 10, N_s , ветер ENE, 2 м/сек, интенсивность 0,3 мм/час. На горизонтальной оси нанесены диаметры капель, на вертикальной оси числа капель, падающих по секунду на площадь 1 м². Сплошная кривая представляет действительное распре-



1. ábra — Рис. 1.



2. ábra — Рис. 2.



3. ábra — Рис. 3.

деление, а пунктирная кривая дает распределение по пятнам, измеренным на пластинке. Видно, что место максимальной повторяемости переносилось от 1,2 мм на 0,5 мм, а максимальный диаметр капель от 2,0 мм на 1,2 мм. Разница очень значительна, по этому опускание употребления кривой калибровки недопустимо.

Опыты производились и в интересах определения того, какую толщину слоя масла надо применять на гигрофотографической пластинке, чтобы препятствовать разбрызгиванию капель. Нашли, что толщина слоя масла должна быть по крайней мере равной ожидаемому максимальному диаметру капель.

- [1] *Mészáros E.*: Az esőcseppspektrum mérésének módszerei (Методы измерения спектра дождевых капель) *Időjárás*, 63. évf. 51. o. 1959.
- [2] *Sivadjian, J.*: The sampling of rain and cloud drops using hygrophotographic plates covered with various kinds of oil. — *Quart. Journ. of Roy. Met. Soc.* Vol. 83. p. 372. 1957.

*

MEGJEGYZÉSEK AZ ESŐCSEPP-SPEKTRUM MÉRÉSÉRE SZOLGÁLÓ SIVADJIAN-FÉLE MÓDSZERRŐL

Az esőcsepp-spektrum mérésének számos módszere van. Ezek egyike a higrofotografikus lemezek módszere, melyet Sivadjian ír le. A közönséges fényképező lemezből készített higrofotografikus lemez már nemcsak a fényre, hanem a nedvességre is érzékeny. Az olajréteggel bevont lemezre eső cseppek lesüllyednek az olajréteg fenekére, és a lemezen, Sivadjian szerint, eredeti nagyságukkal azonos, jól mérhető nyomot hagynak.

A leírt módszer segítségével nyert eredmények eltértek a különböző szerzők egyéb módszerekkel kapott eredményeitől. Az eljárás felülvizsgálatkor kiderült, hogy a lemezen mért foltok átmérője nem egyezik meg a cseppek eredeti átmérőjével, és a leérkezés után eltelt idő függvénye. Miután a különböző nagyságú cseppek különböző idők alatt érnek a lemezre, a módszer kalibrálás nélkül nem használható.

A kalibrálást külön végeztük a 2 mm feletti és alatti cseppátmérő-tartományokban. A nagyobb cseppeket kapillárisokból történő csepegtetés útján, a kisebbeket pedig oly módon állítottuk elő, hogy igen szűk kapillárisból olajrétegbe fújtuk a különböző méretű vízcseppeket (0,12—1,60 mm-ig) s ezeket juttattuk az előkészített lemezre. Az olajréteg letörlésének idejét a cseppek leérkezésétől számított 15. percben állapítottuk meg. (Tényleges mérés esetében a leérkezési időkülönbségek ekkor már gyakorlatilag elhanyagolhatók.)

Az eredmények kiértékelése útján kapott kalibrálási görbe megadja a valódi és a lemezen mért cseppátmérők közötti összefüggést. (1. ábra; az abszcissa tengelyen a keletkezett foltok átmérője, ordináta tengelyen a valódi cseppátmérő.)

A foltátmérők és a valódi cseppátmérők közötti relatív hibát a 2. ábra mutatja be. (Az abszcissa tengelyen a valódi cseppátmérő, ordináta tengelyen a relatív hiba.)

Végül a 3. ábra bemutatja egy 1959. XI. 12-én végzett mérés eloszlási görbét helyesbítés előtt és után. (Exp. idő: 90 mp, felhőzet: 10, Ns; szél: ENE, 2 m/mp, csap. intenzitás: 0,3 mm/óra. Vízszintes tengelyen a cseppátmérő, függőlegesen a cseppek száma/m²mp.) A kihúzott görbe a valódi, a szaggatott görbe pedig a lemezen mért foltok szerinti eloszlást ábrázolja. Látható, hogy kalibráló görbe használata elengedhetetlen.

Statistische Untersuchung der Tropopausen über Budapest.

Statistical investigations on the tropopauses above Budapest. On the basis of the material of radiosonde measurements of the period 1953—1957 researches on the tropopause-data above Budapest were carried out. The processings comprise monthly and yearly mean values of temperature and height of the tropopauses and also the square scatterings of these values relating to the single months of the 5 year's period. Maximum and minimum heights and temperatures of the tropopause occurring during 5 years — and moving between broad limits — are also processed in the same monthly distribution. The frequencies of heights and temperatures are processed in seasonal and yearly distribution. The figures show deformations to the left, with negative amounts. Between height and temperature a definite negative correlation is to be found on the basis of the correlation-coefficients: the connection is characterised by the straights of regression. The author draws a parallel between tropopause-data of Budapest and Vienna showing certain similarities. A minor deviation is to be observed during the summer due in all probability to differences of radiational errors.

*

Als Fortsetzung unserer bisherigen Untersuchungen im Zusammenhange mit der Bestimmung und Typen der Tropopause [1] wurde die statistische Bearbeitung der Charakteristika der Troposphäre unternommen.

Es wurden die Monats- und Jahresmittelwerte der Höhe und Temperatur der Tropopausen über Budapest ihre Häufigkeitsverteilung, sowie die Korrelation der Höhe und Temperatur auf Monate und Jahreszeiten ermittelt. Die Bearbeitung erstreckt sich auf die Periode 1953—1957. Die Zeitpunkte der Radiosondenaufstiege waren bis zum April 1957 3^h und 15^h GMT und vom April 1957 0^h und 12^h GMT.

Eine ähnliche Bearbeitung der charakteristischen Werte der Tropopause über Wien ist neulich veröffentlicht worden [2], so dass die Möglichkeit einer Vergleichung der Radiosondenangaben zweier, einander verhältnismässig naheliegenden Stationen gegeben ist.

Vergleiche dieser Art wurden bereits früher unternommen. *A. Wagner* weist in seiner Arbeit „Klimatologie der freien Atmosphäre“ (1931) [3] auf Grund von Ballonsondenaufstiegen auf Unterschiede zwischen den Höhen der Tropopause der Budapester und mitteleuropäischen Stationen hin. Nach den Ergebnissen der Messungen weichen die Temperaturangaben der Budapester Tropopausen nur wenig von den an den anderen mitteleuropäischen Stationen gemessenen Angaben ab, dagegen sind aber die Höhenwerte in Budapest überraschend gross.

Im Jahre 1941 wurde von *Béla Béll* [4] eine Vergleichung der Budapester und Wiener Angaben unternommen. Seine Ergebnisse stimmten mit jenen *A. Wagners* überein: die Temperaturangaben weisen keine bedeutende Abweichungen auf, dagegen ergeben aber die Budapester Aufstiege hinsichtlich der Stratosphärengrenze höhere Werte als die Wiener Aufstiege. Zu diesen Vergleichen wurden die Ballonsondenangaben bearbeitet.

Die neueren Bearbeitungen wurden aus Radiosondenmessungen ermittelt. Der ungarische aerologische Dienst arbeitet mit in Ungarn hergestellten Radiosonden finnischen Typs, der Wiener Dienst führt die Messungen der freien Atmosphäre mit amerikanischen Radiosonden aus. Die zwischen den Angaben der zwei Stationen sich eventuell ergebenden Unterschiede und

Abweichungen können also teilweise auf diesen Umstand zurückgeführt werden. Um die Abweichungen auf das Minimale zu reduzieren, wurde versucht den in den Budapester Aufstiegen auftretenden Radiationsfehler dadurch zu beseitigen, dass nur die nächtlichen Radiosondenangaben verglichen werden. Auf die bei den in Budapest um 3 Uhr ausgeführten Aufstiegen auftretenden Radiationsfehler hat neulich *K. Cehak* [5] hingewiesen. Er unternahm eine ausführliche Untersuchung der an den verschiedenen Höhen-niveaus gemessenen Luftdruck- und Temperaturwerte in jährlicher und monatlicher Verteilung und konnte bei den im Sommer ausgeführten Aufstiegen zwischen den Wiener und Budapester Angaben der hohen Atmosphäre einen definitiven Unterschied aufweisen—insbesondere in den Temperaturangaben—, welchen er auf den Radiationsfehler zurückführt.

Die Untersuchungen bezüglich des Radiationsfehlers sind auch in der ungarischen aerologischen Forschung im Gange.

Die Schicht der Tropopause wird auf Grund der Resolution No. 21 des Exekutivkomitees der WMO bestimmt, wonach :

Die erste Tropopause jene unterste Schicht ist, auf welcher der Temperaturgradient auf 2° C/km oder auf einen noch kleineren Wert sinkt, vorausgesetzt, dass zwischen dieser Schicht und aller sonstigen innerhalb 2 km befindlichen höheren Schicht der durchschnittliche Temperaturwert den Wert von 2° C/km nicht übersteigt.

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A tropopauzát elért felszállások havi eloszlása Budapest 1953—1957-ben

Die monatliche Verteilung der die Tropopause erreichten Aufstiege in den Jahren 1953—1957 in Budapest

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év — Jahr
1953	10	9	3	1	6	6	1	4	5	6	5	6	62
1954	10	8	27	27	27	25	28	22	23	22	20	17	256
1955	20	24	19	24	21	21	16	19	19	20	22	20	245
1956	25	14	25	16	26	26	25	15	17	23	6	23	241
1957	21	17	15	12	11	15	20	15	17	24	20	25	212

Beide Bearbeitungen, sowohl die Wiener als auch die Budapester Bearbeitungen, wurden aus den Radiosondenangaben der Jahre 1953—1957 durchgeführt. In der 5-jährigen Periode wurde beim Aufstieg die Troposphäre in 1016 Fällen erreicht. *Tab. I.* bringt die auf die einzelnen Monate der 5 Jahre ermittelte Zahl der Aufstiege.

Leider wurden die Messungen im Jahre 1953 bei sehr niedrigen Höhen beendet, da die Aufstiege mit Ballonen von 300 gr ausgeführt wurden und diese zerplatzten bereits bei sehr geringen Höhen. Im ganzen Jahre können die Tropopausenangaben nur aus 62 Aufstiegen entnommen werden, wogegen in den vergangenen Jahren 200—250 solche Aufstiege in Betracht genommen werden konnten. Ein besonderes Problem bereitete also die Frage, ob die 5-jährigen Mittelwerte genügend repräsentant auf die 5 Jahre sind. Im Jahre 1953 sind nämlich die Werte der hohen Tropopausen ausgeblieben und derart verschob sich der Mittelwert in die Richtung der niedrigeren Werte. Es wurde deshalb ein Vergleich mit früheren Bearbeitungen *Béla Bells* unternommen, welche aus Ballonsonden- und Radiosondenangaben der Jahre 1913—1953 entnommen wurden (*Abb. I.*).

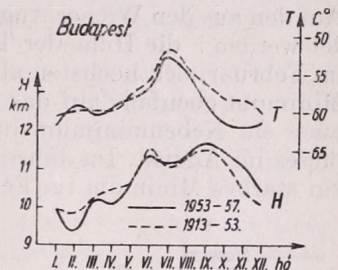
Die unteren Kurven geben die Darstellung des Jahresganges der Höhe der Tropopause, die oberen Kurven den Jahresgang der Temperatur der Tropopause. Die ausgezogenen Kurven wurden aus Angaben der Periode 1953—1957 entnommen, die gestrichelten Kurven beziehen sich auf die Jahre 1913—1953. In der letzteren Periode wurden die Aufstiege noch nicht systematisch durchgeführt. Im Anfang wurden Ballonsondenmessungen nur an den sogenannten internationalen Tagen ausgeführt und später, während des zweiten Weltkrieges und auch nachher einige Jahre hindurch, wurden alle Messungen der hohen Atmosphäre eingestellt. Die Radiosondenmessungen wurden vom ungarischen aerologischen Dienst im Jahre 1950 begonnen, und zwar im Anfang wurden sie an jedem zweiten Tage, vom Januar 1951 an aber täglich ausgeführt.

Die aus den obigen zwei Perioden ermittelten Kurvenpaare zeigen eine sehr gute Übereinstimmung. Das Minimum der Höhenkurven ist im Februar, das Maximum ist bei der neueren Serie im September und das Nebenmaximum im Juni, bei der früheren Serie aber ist es gerade umgekehrt, nämlich das Hauptmaximum im Juni und das Nebenmaximum im September. Die Nebenmaxima zeigen aber eine äusserst kleine Abweichung von den Hauptmaxima.

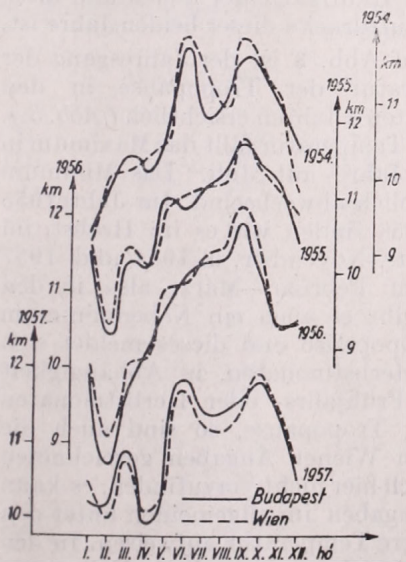
In den Temperaturkurven ist die niedrigste Temperatur bei der neueren Serie im November, bei der älteren im Januar, und die Maxima bei beiden Kurven im Juli zu beobachten.

Es wurden auch die Jahresgänge der Höhe und Temperatur der Tropopausen mit den Wiener Angaben verglichen, und zwar auf die Periode 1954—1957 (Abb. 2.). Das Jahr 1953 wurde aus den obenerwähnten Gründen bei dem Vergleiche nicht in Betracht genommen. In dieser Abbildung ersieht man die Höhen auf die einzelnen Jahre bezogen. Die ausgezogenen Kurven bezeichnen die Budapester, die gestrichelten Kurven die Wiener Angaben. Zwischen den Angaben der zwei Stationen kann eine gleichgerichtete, systematische Abweichung nicht nachgewiesen werden. Die Kurven der einzelnen Jahre zeigen eine sehr grosse Ähnlichkeit an den beiden Stationen.

In den Jahren 1954 und 1957 finden wir zwei Maxima: das eine im Juni, das andere im September und Oktober. In den Jahren 1955 und 1956



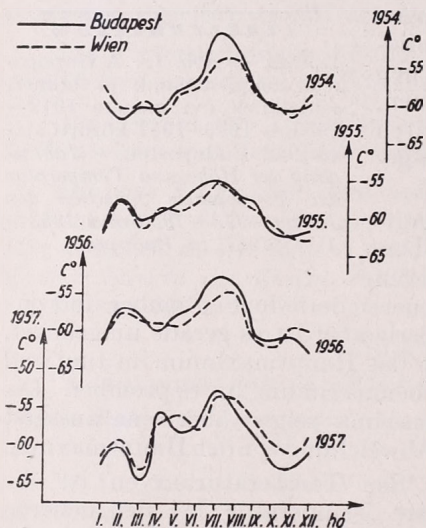
1. ábra — Abb. 1.: A tropopauza magasságának és hőmérsékletének évi menete 1913—1953 és 1953—1957 közötti időszakból Budapesten — Jahresgang der Höhe und Temperatur der Tropopause zwischen den Jahren 1913—1953 und 1953—1957 in Budapest.



2. ábra — Abb. 2.: A tropopauza magasságának havi középértékei 1954—1957. években — Monatsmittelwerte der Höhe der Tropopause in den Jahren 1954—1957.

In den Jahren 1954 und 1957 finden wir zwei Maxima: das eine im Juni, das andere im September und Oktober. In den Jahren 1955 und 1956

meldet sich das Maximum im Juni nicht so stark und man sieht nur das Septembermaximum. Es kann ein stufenweiser Anstieg vom Februar bis September beobachtet werden, dann aber eine stufenweise Abnahme bis Februar. Auf den aus den Wiener Angaben gezeichneten Kurven kann dasselbe beobachtet werden: die Höhe der Tropopause erreicht den niedrigsten Wert ebenfalls im Februar, den höchsten aber im September. Im Jahre 1954 fällt das primäre Minimum ebenfalls auf das Winterhalbjahr, nämlich auf Januar, es gibt aber auch ein Nebenminimum im Sommer, im Monat Juli. In Wien meldet sich dieses im August. Im Jahre 1957 ist die Kurve ziemlich wellenartig. Es kann ein starkes Minimum im Februar und April beobachtet werden — in völliger



3. ábra — Abb. 3.: A tropopauza hőmérsékletének havi középértékei az 1954—1957. években — Monatsmittelwerte der Temperatur der Tropopause in den Jahren 1954—1957.

Winter-Frühjahrsmonaten. Im allgemeinen gibt es auch ein Nebenminimum in jedem Jahre in der Temperatur der Tropopause und dieses meldet sich auch abwechselnd in den Frühjahrs- oder Herbstmonaten, in Abhängigkeit davon ob das primäre Minimum in den Frühjahrs- oder Herbstmonaten auftritt. Wie die Kurven der Höhen der Tropopause, so sind auch die Tropopausentemperaturkurven den aus den Wiener Angaben gezeichneten Kurven ähnlich. Ständiges Abweichen ist auch hier nicht vorzufinden, es kann bloss bemerkt werden, dass die Sommerangaben im allgemeinen unter den Budapester Angaben liegen, also eine niedrigere Temperatur aufweisen. In den anderen Teilen des Jahres ist aber diese Abweichung abwechselnd.

Bei dem Vergleichen der Jahresgänge der Höhe und Temperatur der Tropopause müssen zwei Umstände berücksichtigt werden. Der eine ist die im Jahresgange der Temperatur sich bemerkbar machende sommerliche Erwärmung und winterliche Abkühlung (thermischer Effekt), der andere ist das im Jahresgange der Höhe und des Bodenluftdruckes auftretende Winterminimum und Herbstmaximum, welches auf die Einwirkung der allgemeinen

Übereinstimmung mit den Wiener Angaben. Das sommerliche Nebenminimum kann — ähnlich dem Jahre 1954 — auch gefunden werden, und zwar im Juli, d. h. in Wien im August. Das Junimaximum und Juliminimum der Jahre 1954 und 1957 ist von den Tropopausenhöhenwerte der anderen zwei Jahre völlig abweichend. Dasselbe kann auch bei der Untersuchung des Jahresganges des Bodenluftdruckes festgestellt werden, so dass die hohe Tropopause vom Juni und die niedrige Tropopause vom Juli der obigen zwei Jahre, in Übereinstimmung mit der grossen Häufigkeit der hohen und niedrigen Luftdrucke dieser beiden Jahre ist.

Auf Abb. 3 ist der Jahresgang der Temperatur der Tropopause in den erwähnten 4 Jahren ersichtlich (Abb. 3.). Bei der Temperatur fällt das Maximum in jedem Jahre auf Juli. Das Minimum ist ziemlich abwechselnd. Im Jahre 1955 und 1956 finden wir es im Herbst, im Oktober—November, in 1954 und 1957 aber im Februar—März, also in den

Zirkulation hinweist (dynamischer Effekt). Als Gesamtergebnis aller dieser Faktoren kann der Jahresgang der Höhe und der Temperatur kein völlig ähnliches Bild geben. Die grösste Abweichung zeigt sich darin, dass das Maximum des Jahresganges der Temperatur im Juni, und jenes der Höhe im September, resp. Oktober auftritt.

Den Jahresgang der Höhe und Temperatur der Tropopause bringt *Tabelle II.* mit den Streuungswerten und mit der monatlichen Verteilung der im Laufe der 5 Jahre vorgekommenen geringsten und grössten Höhen. In der Tabelle wird der Mittelwert mit *M* und die quadratische Streuung mit *S* bezeichnet.

Die Höhe und die Temperatur schwanken zwischen sehr weiten Grenzen, und zwar das Höhenintervall zwischen 6000 und 15 000 m, das Temperaturintervall zwischen $+41^{\circ}\text{C}$ und -78°C . Die Streuungswerte sind in den einzelnen Monaten um 1000 m: in den Sommermonaten liegen sie etwas niedriger als in dem Winterhalbjahr. Die Streuungswerte der Temperatur, d. i. $4-6^{\circ}\text{C}$ übersteigen im allgemeinen die Wiener Angaben.

In den *Abbildungen 4* und *5* bringen wir die Häufigkeitsverteilung der Höhe und Temperatur der Tropopause. Diese Abbildungen wurden in saisonalen und jährlichen Aufstellungen zusammengestellt, und es wurden auch

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

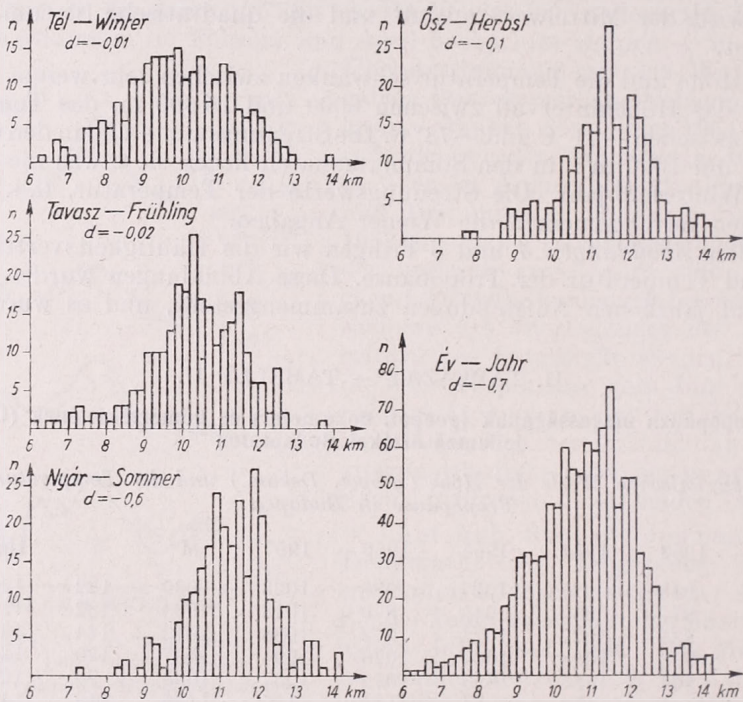
A tropopauza magasságának (geopot. dekameter) és hőmérsékletének ($^{\circ}\text{C}$) jellemző értékei Budapesten

Die charakteristischen Werte der Höhe (geopot. Dekam.) und der Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) der Tropopause in Budapest

	1953	1954	1955	1956	1957	M	S	H _{max}	H _{min}
I.	918	927	1027	988	1023	990	122	1283	680
II.	877	989	915	870	1018	934	132	1266	622
III.	835	1027	1014	972	1088	1013	144	1377	608
IV.	935	1008	1007	1020	994	1007	120	1265	662
V.	931	1055	1098	1079	1067	1065	90	1276	826
VI.	1101	1174	1084	1121	1185	1136	110	1406	731
VII.	1084	1080	1112	1139	1143	1116	106	1453	845
VIII.	1220	1099	1131	1142	1142	1131	100	1497	886
IX.	1176	1161	1172	1194	1157	1170	96	1365	874
X.	1119	1149	1147	1128	1183	1150	128	1490	772
XI.	993	1099	1117	1055	1142	1113	104	1351	883
XII.	947	1042	1037	1056	1051	1041	136	1391	660
Év — Jahr	1011	1067	1072	1064	1099	1071	—	1497	608

	1953	1954	1955	1956	1957	M	S	t _{max}	t _{min}
I.	-61,3	-60,2	-62,3	-61,6	-62,3	-61,7	5,9	-47,1	-75,0
II.	-59,0	-62,5	-58,1	-57,4	-60,4	-59,1	5,2	-46,5	-71,6
III.	-55,0	-60,8	-60,7	-58,0	-64,6	-60,4	6,6	-43,7	-78,2
IV.	-57,0	-61,0	-59,4	-60,2	-55,9	-59,5	5,0	-45,0	-70,0
V.	-57,0	-58,6	-58,3	-57,8	-58,3	-58,1	4,2	-48,0	-68,9
VI.	-55,9	-57,1	-56,1	-56,6	-57,9	-56,8	4,7	-39,7	-65,1
VII.	-42,7	-53,0	-55,3	-53,0	-52,8	-52,6	5,2	-41,0	-62,9
VIII.	-55,9	-58,4	-56,9	-53,8	-55,0	-54,7	4,9	-42,1	-67,0
IX.	-59,1	-60,3	-58,0	-60,4	-58,3	-58,7	4,9	-46,4	-70,7
X.	-58,8	-61,4	-62,2	-61,9	-62,1	-61,4	5,5	-47,2	-72,7
XI.	-58,1	-60,3	-62,8	-60,9	-62,8	-61,9	4,2	-51,0	-71,0
XII.	-57,1	-58,7	-62,1	-62,6	-61,0	-61,3	5,7	-44,6	-73,0
Év — Jahr	-56,4	-58,7	-59,4	-58,7	-59,3	-58,9	—	-39,7	-75,0

die Deformationsmasszahlen errechnet. Die Höhenkurve einer jeden Jahreszeit, und auch die Jahresverteilung ergibt eine Asymmetrie auf der linken Seite, die Masszahlen haben negative Werte, d. h. wenn eine Kurve über die Kolonnen des Histogrammes gezogen würde, wäre sie auf der linken Seite weniger steil, als auf der rechten Seite. Die Häufigkeitskurve verzieht sich also mehr gegen die kleinen Werte, als gegen die höheren Werte. Die aus den Wiener



4. ábra — Abb. 4.: A tropopauza magasságának gyakorisági eloszlása (1953—1957) Budapest — *Häufigkeitsverteilung der Höhe der Tropopause (1953—1957) in Budapest*

Abbildungen gefertigten Kurven zeigen eine Ähnlichkeit mit den Budapester Angaben. In den Abbildungen wurde die Masszahl der Asymmetrie mit „*d*“ bezeichnet und auf der folgenden Weise errechnet :

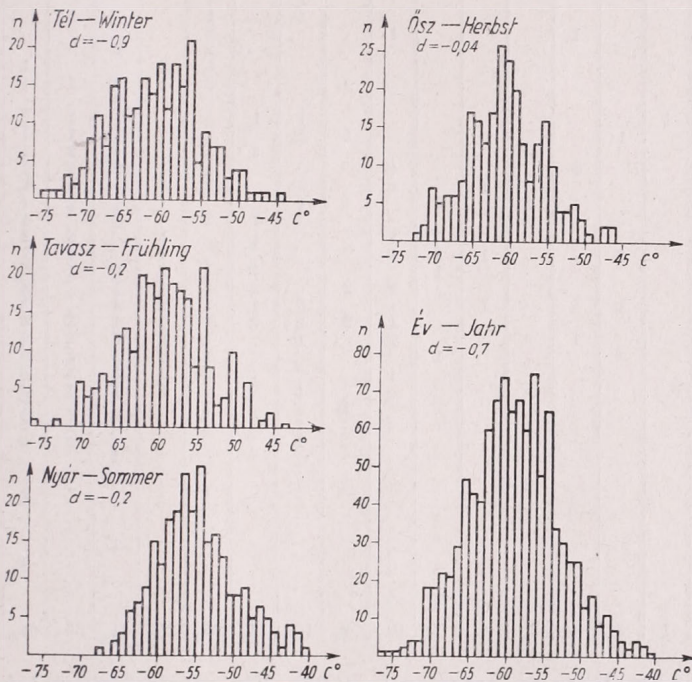
$$d = \frac{M - m}{S}$$

wo *M* den Mittelwert, *m* den Modus, und *S* die quadratische Streuung bezeichnet.

Die Masszahl der Asymmetrie der winterlichen und frühjährlichen Jahreszeit ist sehr klein, nämlich —0,01 und —0,02, sie kann also fast als eine Normalverteilung erachtet werden. Von den Höhenkurven der anderen Jahreszeiten kann aber dies nicht behauptet werden, wie es aus den Abbildungen und Masszahlen klar ersichtlich ist. Die grösste ist die Masszahl der jährlichen Verteilung : hier kommt die Auseinanderziehung gegen die kleineren Werte besser zum Vorschein.

Die Temperaturkurven zeigen ebenfalls eine Linksdeformation. Die frühjährliche und sommerliche Masszahlen sind einander gleich (—0,2). In der

Temperatur weist interessanterweise die winterliche Jahreszeit die grösste Asymmetrie auf ($-0,9$) im Gegensatz zu der Höhe, wo auf den Winter eine beinahe normale Verteilung nachgewiesen werden kann. Die Masszahl der jährlichen Verteilung ist bei der Temperatur ziemlich hoch, was der sehr starken winterlichen Asymmetrie zugeschrieben werden kann. Die grosse Masszahl scheint auf Grund dieser Abbildung auf den ersten Blick nicht gerechtfertigt zu sein, was damit begründet werden kann, dass bei 60°C ein



5. ábra — Abb. 5.: A tropopauza hőmérsékletének gyakorisági eloszlása (1953—1957) Budapesten — *Hufigkeitsverteilung der Temperatur der Tropopause (1953—1957) in Budapest.*

Nebenmaximum auftritt, welches nur etwas kleiner als das Hauptmaximum ist und deshalb scheint die Abbildung symmetrisch zu sein.

In den folgenden wird die Korrelation zwischen der Höhe und Temperatur der Tropopause untersucht. *Tabelle III.* gibt in einer 5-jährigen Aufstellung den Zusammenhang zwischen Höhe und Temperatur. Das Klassenintervall ist bei der Höhe 200 m, die Temperatureinteilung ist pro 1°C . Zwischen den zwei charakteristischen Werten besteht ein starker Zusammenhang, welcher auch zu erwarten war: die hohe Tropopause hat also eine niedrige Temperatur, und umgekehrt. Es wurde auf jeden Monat der Korrelationskoeffizient errechnet und mit den Wiener Angaben zusammen in *Tabelle IV.* dargestellt.

Wenn der Korrelationskoeffizient 0,6 übersteigt, kann dies im allgemeinen als ein starker Korrelationszusammenhang bezeichnet werden. Dieser Zahlenwert wird ausnahmslos von jedem Korrelationskoeffizient befriedigt, ja sogar überstiegen. Im Mai ist der Wert des Korrelationskoeffizienten am niedrigsten

A tropopauza magasságának és hőmérsékletének táblázata (Budapest, 1953—1957).

	>-40	-41	-42	-43	-44	-45	-46	-47	-48	-49	-50	-51	-52	-53	-54	-55	-56	-57
≤60 Hm						1							1					
62-63																		
64-65			1		1	1												
66-67										1								
68-69									1									
70-71									1									
72-73			1				1		1				1					
74-75											1							
76-77											2							1
78-79								2				2			1			
80-81											2		2					
82-83	1									1			3					
84-85		1						1	1					1		1		
86-87												3						
88-89			1				1											
90-91					1		1			2			2			2	3	2
92-93			1	1		2		1		1					2	1	2	4
94-95									1		2				1	1	4	3
96-97							1			1				3	2	4	4	4
98-99		1			1	1	1				1		4	7	2	4	2	2
100-101						1				1	2	2	1	3	2	3	7	7
102-103							1	2		2	1	1	1	4	3	3	1	5
104-105		1			1					1	2	4		3	3	5	2	2
106-107							1	2	3	1	1	1	3	6	2	5	1	1
108-109			1				1		1	1	2	3	3	8	1	5	2	2
110-111						1				1	2	3	4	3	5	2	1	1
112-113										2	1	3	1	5	3	6	4	4
114-115							1		1		2		1	2	4	5	7	7
116-117								1			1			1	6		1	1
118-119									1					1	2	4	4	6
120-121									1				1	2	3	1	3	4
122-123													1			1	1	1
124-125															1			1
126-127											1						1	
128-129															1			
130-131														1				
132-133													1					
134-135															1		2	
136-137																		
138-139																		
≥140																		
Σ	1	3	4	2	4	7	10	9	16	14	25	25	31	36	64	46	75	60

(-0,55) und im März an grössten (-0,95). Ein regelmässiger Jahresgang ist nicht vorzufinden, sondern der Wert des Korrelationskoeffizienten schwankt von Monat zu Monat. Auch die Wiener Angaben zeigen keine jährliche Regelmässigkeit und die jahreszeitlichen Werte stimmen mit den Budapester Angaben fast gänzlich überein. Bei der Vergleichung der Monatsangaben der beiden Stationen weisen im Winterhalbjahre die Budapester, im Sommerhalbjahre aber die Wiener Korrelationskoeffizienten einen stärkeren Zusammenhang auf.

IV. TÁBLÁZAT — TABELLE IV.

A tropopauza magassága és hőmérséklete közötti korrelációs koefficiensek

Korrelationskoeffizienten der Höhe und Temperatur der Tropopause

Hónap	Budapest	Wien	Hónap	Budapest	Wien
Monat			Monat		
I.	-0,77	-0,64	VII.	-0,69	-0,80
II.	-0,84	-0,77	VIII.	-0,66	-0,72
III.	-0,95	-0,85	IX.	-0,66	-0,78
IV.	-0,75	-0,70	X.	-0,82	-0,67
V.	-0,55	-0,77	XI.	-0,77	-0,71
VI.	-0,75	-0,74	XII.	-0,75	-0,74

III. TABELLE

Korrelationstabelle der Höhe und Temperatur der Tropopause (Budapest, 1953—1957)

-58	-59	-60	-61	-62	-63	-64	-65	-66	-67	-68	-69	-70	-71	-72	-73	-74	-75	<-75	Σ
																			1
																			1
																			1
																			3
																			2
																			3
																			4
																			5
																			7
																			10
			1																5
																			12
			1																11
																			18
			1																21
																			31
																			31
																			32
																			30
																			31
																			44
																			46
																			60
																			54
																			53
																			61
																			58
																			65
																			76
																			44
																			52
																			52
																			32
																			27
																			24
																			7
																			5
																			6
																			9
																			4
																			4
																			5
																			1016
67	64	74	67	61	41	41	48	29	24	21	17	17	4	4	2	1	1	1	5

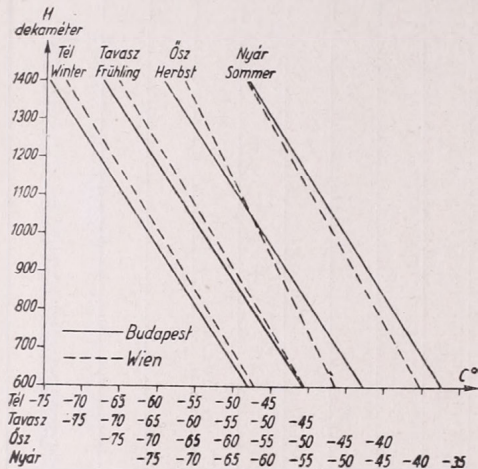
Da der Korrelationskoeffizient nur die Verteilung der Wertpaare um den Schwerpunkt charakterisiert, haben wir auch die Regressionsgleichungen errechnet, um auch über den Charakter des Zusammenhanges eine Information zu erhalten. Die aus den Korrelationskoeffizienten abgeleiteten Gleichungen sind bezüglich des Zusammenhanges zwischen der Höhe und Temperatur der Tropopause und auf die einzelnen Jahreszeiten verteilt die folgenden :

- Winter $t = -0,0336$. $H = 27,8$
- Frühjahr $t = -0,0337$. $H = 25,4$
- Sommer $t = -0,0326$. $H = 17,8$
- Herbst $t = -0,0336$. $H = 22,6$

wobei H die Höhe der Tropopause und t die Temperatur bezeichnet (Abb. 6.).

Auf Abb. 6 sind die auf Grund der Gleichungen gezeichneten Regressionsgeraden ersichtlich. Die ausgezogene Gerade ist aus den Budapester, die gestrichelte Gerade aus den Wiener Angaben konstruiert. Die aus den Angaben der zwei Stationen errechneten Winter- und Frühjahrsgeraden liegen in den niedrigeren Schichten ganz nahe zueinander, der Unterschied ist innerhalb 1°C ; gegen die Höheren Schichten sind sie aber divergierend. Die Gerade des Sommers zeigt dagegen das Entgegengesetzte: die kleinere Differenz ist

oben (0,4° C) und in den niedrigeren Schichten ist sie grösser, und zwar sind die Budapester Temperaturangaben höher als die Wiener. Dies ist vermutlich die Folge des Radiationsfehlers der in Budapest benützten Radiosonde, welcher im April 1953—1957 in den Sommeraufstiegen um 3 Uhr bereits fühlbar wird. Die Geraden der herbstlichen Jahreszeit schneiden sich: die Wiener Gerade ist steiler als die Budapester.



6. ábra — Abb. 6.: A Budapest és Bécs fölötti tropopauzákra vonatkozó regressziós egyenesek — Regressionsgeraden der Tropopausen über Budapest und Wien.

ist aber die Ausarbeitung eines auch die vorgefundenen Abweichungen in Betracht ziehenden Korrektionsverfahren erwünscht um die Radiationsfehler beseitigen zu können.

Als Endergebnis kann festgestellt werden, dass die Tropopause in Wien und Budapest ähnliche Eigenschaften aufweist. Kleinere Abweichungen können eher in den sommerlichen Temperaturwerten gefunden werden infolge der Verschiedenheiten der bei den Morgenaufstiegen auftretenden Radiationsfehler. Diese Abweichungen werden sich vom Jahre 1957 angefangen verringern, da wir den Zeitpunkt der Radiosondenaufstiege den internationalen Bestimmungen gemäss auf 0^h GMT verlegten. Zum Zwecke des Vergleichens der bei Tage ausgeführten Aufstiege

LITERATUR

- [1] Borbély, E.: A tropopauza típusai és meghatározásuk (Die Typen der Tropopause und ihre Bestimmung) *Időjárás*, 62, 110, 1958.
- [2] Steinhäuser, F.: Statistische Untersuchungen der Tropopause über Wien. *Zeitschrift f. Met.*, 12, 111, 1958.
- [3] Wagner, A.: *Klimatologie der freien Atmosphäre*. Berlin, 1931.
- [4] Béll, B.: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött (Das Klima der Troposphäre über Ungarn). *Országos Meteorológiai Intézet kisebb kiadványai*, No. 28. Budapest, 1954.
- [5] Cehak, K.: Ein statistischer Vergleich der Radiosonden Wien und Budapest. *Időjárás*, 63, 65, 1959.

*

A BUDAPEST FELETTI TROPOPAUZÁK STATISZTIKAI VIZSGÁLATA

Jelen cikkben közölt statisztikai feldolgozás kiegészítésül szolgál a tropopauzával kapcsolatos eddigi vizsgálatokhoz. Feldolgozásunk tartalmazza a budapesti tropopauzák magasságának és hőmérsékletének havi és évi középértékeit, gyakorisági eloszlását és a magasság és hőmérséklet közötti korrelációt, hónapokra és évszakokra vonatkozólag.

A bécsi tropopauzák jellemző értékeiről is jelent meg hasonló feldolgozás, így lehetőség van arra, hogy két, aránylag közelfekvő állomás rádiószondaadatait összehasonlítsuk. Mindkét feldolgozás az 1953—1957 terjedő időszakot foglalja magában.

Az 5 éves időszakban Budapesten 1016 esetben érte el a felszállás a tropopauzát. Az I. táblázatban közöljük a mérések számát az 5 év egyes hónapjaiban. Az 1953. évben igen alacsonyan fejeződtek be a felszállások, így külön gondot okozott annak eldöntése, hogy a középértékek eléggé reprezentánsak-e az 5 évre vonatkozóan. Összehasonlítást végeztünk ezért *Béll Béla* régebbi feldolgozásával, amelyet az 1913—1953 terjedő időszak ballon-szondás és rádiószondás adataiból készített (1. ábra). A két időszakból számított görbepárok nagyon jól megegyeznek egymással.

A 2. és 3. ábrában a tropopauzák magasságának és hőmérsékletének évi menetét mutatjuk be, összehasonlítva a bécsi adatokkal. Az 1953. évet a fentebb említett okok miatt ebből az összehasonlításból kihagytuk. Az 1954. és 1957. évek magassági görbéjén 2 maximumot találunk, az egyik június hónapban, a másik szeptember és október hónapokban mutatkozik. Az 1955. és 1956. években csak a szeptemberi maximumot látjuk. A minimum ez utóbbi két évben februárra esik, 1954 és 1957-ben februárban és áprilisban jelentkezik, ugyanakkor egy nyári másodminimum is található, amely a talajnyomás értékeivel mutat összefüggést.

A hőmérsékletnél a maximum minden évben júliusra esik. A minimum elég változó, 1955 és 1956-ban az őszi, 1954- és 1957-ben pedig a téli tavaszi hónapokra esik. A bécsi adatok igen jó egyezést mutatnak magasságban és hőmérsékletben is.

A II. táblázatban a tropopauza magasságának és hőmérsékletének évi menetét és középértékeit (M) közöljük a szóródási értékekkel (S) és az 5 év alatt előfordult legkisebb és legnagyobb magasságok havi eloszlásával együtt.

A tropopauza magasságának és hőmérsékletének gyakorisági eloszlását mutatjuk be a 4., 5. ábrában. Minden évszak magassági görbéje és az éves eloszlás is baltorzulást mutat. A torzulás mértékszámát „d” betűvel jelöltük. A bécsi ábrák igen nagy hasonlóságot mutatnak a budapesti adatokkal. Legkisebb a téli, legnagyobb az éves eloszlás torzulása. A hőmérsékleti görbék szintén baltorzulást mutatnak. A téli évszak torzulási mértékszáma a legnagyobb, ellentétben a magassággal, amely majdnem normál eloszlást mutat.

A tropopauza magassága és hőmérséklete közötti korreláció (IV. táblázat) erős negatív értékeket adott. A korrelációs koefficienseket hónapokra vonatkoztatva a bécsi adatokkal együtt közöljük.

Mínthogy a korrelációs koefficiens csak az értékpárok súlypont körüli eloszlására vonatkozólag ad felvilágosítást, kiszámítottuk a regressziós egyeneseket is, Budapestre és Bécsre vonatkozóan. Ezek az összefüggés természetére adnak felvilágosítást. A két állomás adataiból számított egyenesek majdnem párhuzamosak egymással, kivéve az őszi évszakra vonatkozó egyenest, amelynél a bécsi meredekebb, mint a budapesti.

Связь упорядоченных и фронтальных вертикальных скоростей с осадочными областями большого размера

The connection of the large-scale and frontal vertical velocities with the large-scale precipitation areas. The control by direct measurement of the large-scale and frontal vertical velocities is a problem unsolvable up to this time. We may estimate the reliability of the calculations on the basis of the large-scale distribution of the cloudiness and the precipitation, by indirect method. The author compared the large-scale and frontal vertical velocities calculated for the same period with the large-scale distribution of the precipitation. In the examination the frontal vertical velocities showed better relation with the precipitation areas than the large-scale vertical velocities.

*

Хотя вертикальное движение представляет собою только одно из внешних проявлений динамических процессов атмосферы, все-таки с точки зрения действительного образования погоды имеет решительное значение. Вертикальное движение, продолжающее от 1—2 часа по случаям до больших дней, может превратить ненасыщенный в начале воздух в насыщенный и может довести до образования облаков, даже осадков. Оно повлияет также на температуру воздуха и на стратификацию температуры и тем может вызвать изменения температуры, соответствующие адвективным изменениям.

Если классифицировать вертикальные движения по основе их причин и размеров, можем различить упорядоченные, фронтальные, конвективные, орографические и т. д. вертикальные скорости. Из этих занимаемся здесь только первыми двумя, которые являются последствиями атмосферных процессов большого размера.

Упорядоченные вертикальные скорости вызываются изменением потенциальной, кинетической и внутренней энергии атмосферы. Согласно тому, что изменение которой свойственности воздуха принимаем во внимание, расчет упорядоченных вертикальных скоростей можем произвести на основе разных методов. При этом исследовании мы применили кинематический метод для учета упорядоченных вертикальных скоростей. Теоретической основой этого метода является предположение непрерывности атмосферы. Вертикальная скорость на любом уровне вычисляется из разницы втекания в объем и вытекания из объема, находящегося под этим уровнем. Смотря на то, что дивергенция вызывается агеострофическим компонентом ветра, этот метод требует действительных измерений ветра и дает моментальные вертикальные величины скоростей. Чем длиннее тот промежуток времени, на который мы считаем эти моментальные вертикальные величины скоростей действительными, тем больше будет совершенная нами неточность.

Другой тип исследованных вертикальных скоростей представляют фронтальные вертикальные скорости. У фронтальных поверхностей раздела эти скорости вызываются совместно показывающимся в поле ветра скачком и движением воздуха, принужденного протекать навверх вдоль фронтальной поверхности. Величина фронтального восходящего движения прямо пропорциональна величине горизонтального, нормального на фронт градиента давления, и тангенсу угла наклона

фронта [1]. По этому показывающийся скачок ветра или излом изогипс и наклон фронта употребляются вообще для учета фронтальных вертикальных скоростей. Вертикальные скорости имеют у фронтов значительную роль, потому что характер погоды, наблюдаемый в зоне фронта, решается в большой мере распределением влажности и циркуляцией воздуха вдоль фронта. Хотя фронтальная вертикальная скорость продолжается более короткое время и ограничивается на гораздо меньше пространство, чем упорядоченная вертикальная скорость, напротив этого более интенсивна.

Настоящее исследование ставило себе целью исследовать вертикальные скорости, вызванные конструкционными свойствами фронтов и нестационарными движениями, дальше сопоставлять их с распределением по большому пространству осадков, падавших в течение исследованного промежутка времени.

Упорядоченное вертикальное движение рассчиталось следующими рабочими уравнениями :

$$\omega_{850} = 6,67 [(u_3 - u_1) + (v_4 - v_2)]_{850}, \quad (1)$$

$$\omega_{700} = 6,67 [(u_3 - u_1) + (v_4 - v_2)]_{700} + \omega_{850}, \quad (2)$$

$$\omega_{500} = 8,89 [(u_3 - u_1) + (v_4 - v_2)]_{500} + \omega_{700}, \quad (3)$$

где ω_{850} вертикальная скорость, выраженная в мб/12 ч на поверхности 850 мб; u_1, u_3, v_2, v_4 означают составляющие горизонтального вектора ветра, выраженные в узлах.

Для рабочих формул (1), (2), (3) необходимо вычисление объективной дивергенции. Для этой цели самым подходящим средством считался анализ компонентов u и v поля ветра. Для карт АТ 850, 700, 500 мб скорости ветра по 1 м/сек или 1 узел, направления ветра с точностью на 10° взялись из телеграмм ТЕМР. Потом разложили векторы ветра на компоненты и проводили изолинии u и v . Этим величинами ветра, повлиянные местными турбуленциями до известной степени сгладили. Так как расстоянием пунктов решетки мы взяли 500 км для расчета дивергенции, полученные величины скорости относятся к областям 25 000 км². То обстоятельство, что величины имеют средний характер, не повлияет вредно на результаты. Если сгладить до известной степени поле ветра анализом u и v , дальше если вычислить средние величины дивергенции, тем самым подвигаемся ближе к возможности учета процессов большого размера. Как и Н. Пановский подчеркивает [2], средние или сглаженные величины метеорологических элементов дают возможность приблизиться к процессам большого размера посредством воспользования таких данных, которые уже не содержат действия возмущений маленького размера.

Учет фронтальной вертикальной скорости совершился методом В. П. Садокова [3]. Основой этого метода служат уравнения вихренности и адиабатического изменения состояния. Садоков решает нелинейные исходные уравнения свойственным линеаризирующим методом на границу холодного и теплого воздуха. Он рассчитывает действие, оказанное фронтальными поверхностями на вертикальные скорости из местоположения находящихся в поле ветра поверхностей раздела и наклона фронта. Посредством упрощений удалось ему выразить скачок ветра на фронте и наклон фронта свойствами барического поля,

относящимися к фронту. Метод *Садкова* дает фронтальную вертикальную скорость на промежутки по 3 ч. Таким образом короткое по времени, но интенсивное действие фронтальной вертикальной скорости сильнее выделяется по сравнению с длиннее по времени, но более слабым действием упорядоченной вертикальной скорости. Рабочее уравнение вычисления фронтальной вертикальной скорости следующее :

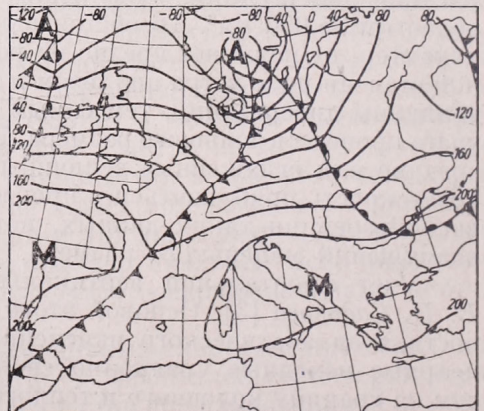
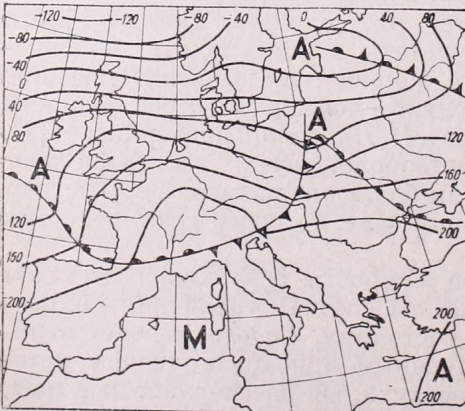
$$\omega \left[\frac{mb}{12h} \right] = a (H_h, H_m), \quad (4)$$

где H высота изобарической поверхности, индексы h и m указывают на холодный и теплый воздух. Если H измерено в $\delta км$ -ах, величина константы a для разных изобарических поверхностей следующая :

мб :	1000	850	700	500
a :	0,16	4,68	0,42	0,28

Метод расчета фронтальной вертикальной скорости состоит в том, что прежде всего определяем положение фронта на уровнях 1000, 850, 700 и 500 мб. Потом на отдельных изобарических поверхностях вдоль фронта в расстояниях на 250 км калкулируем величину оператора *Якоби*, наконец на основе (4) устанавливаем распределение фронтальной вертикальной скорости. В случае быстрых и не требующих большой точности учетов достаточно ограничить исчисление на изобарическую поверхность 850 мб, так как максимальные скорости даются указанной выше формулой на этой поверхности.

После расчета распределения фронтальной вертикальной скорости определили районы, на которых при прохождении фронта возникли вертикальные скорости больше чем 50 мб/12 ч в положительном или отрицательном смысле. На карте относящейся к испытанному сроку это сделалось так, что на основе положения фронта 12 часов прежде и позднее мы интерполировали положение фронта и вертикальные скорости на 6 часов прежде и позднее. Потом вычертили



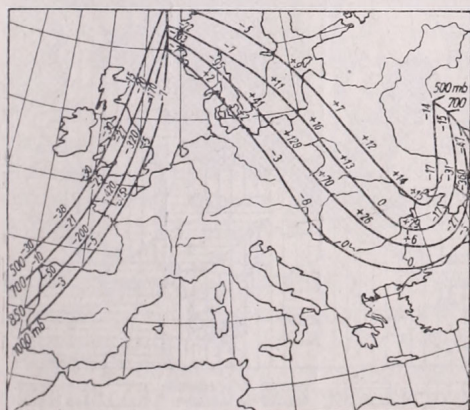
1. ábra — Puc. 1. : A szinoptikus helyzet 1958. XII. 30. 12 GMT-kor az 1000 mb-os AT-án — Синоптическое положение 12 ч. GMT 30. XII. 1958. на AT. 1000 мб.

2. ábra — Puc. 2. : A szinoptikus helyzet 1959. I. 1. 00 GMT-kor az 1000 mb-os AT-án — Синоптическое положение 00 ч. GMT 1. I. 1959. на AT. 1000 мб.

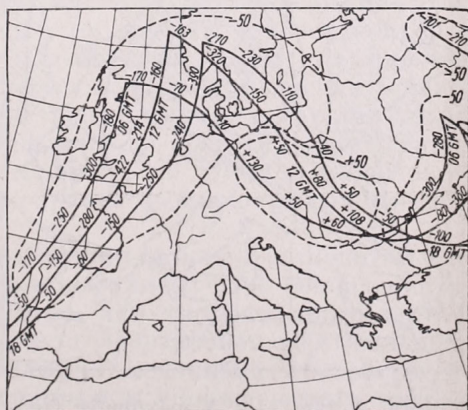
изолинии максимальных фронтальных вертикальных скоростей на промежуток времени 12 часов. Таким образом на продолжительность, соответствующую 12 часовому промежутку наблюдения осадков определили те площади, на которых проходили положительные или отрицательные вертикальные скорости, величины больше, чем $50 \text{ мб}/12 \text{ ч}$.

Наши исследования проводились на период с 12 ч. GMT 30. декабря 1958 г. по 00 ч. GMT 1. января 1959 г. Рисунки 1. и 2. представляют топографию 1000 мб поверхности исходного и конечного синоптических положения периода. У подбора положения важную роль играло то обстоятельство, что при сильном зональном течении воздуха фронтальные системы проходили над такими районами Европы, в которых сеть наблюдательных станций густа. Испытанный период был выбран из холодного времени года, чтобы избежать необходимости, обращать внимание на термическую конвекцию, возникающую в теплое время года. Фронты на нижних уровнях были характеризованы сильными изломами изогипс, а разрыв полей температуры и влажности находился у большинства фронтов даже на уровне 500 мб. В соответствии с этим фронтальная зона на карте относительной топографии 500/1000 мб показала сильный контраст.

Вертикальное местоположение фронта и распределение фронтальной вертикальной скорости в 12 ч. GMT 31. декабря 1958 г. показаны на рисунке 3. Хорошо видно расширение по высоте теплого сектора циклона и наклон холодного фронта, крутизна которого гораздо больше, чем у теплого фронта. Совместное действие более крутого наклона и сильной циклональной кривизны изогипс у холодного фронта вызывает такой восходящий ток воздуха, скорость которого доидет даже до $-420 \text{ мб}/12 \text{ ч}$. У теплого фронта на уровне 1000 мб находится слабое восходящее движение, но на верхних уровнях из-за антициклональной кривизны изогипс фронтальный нисходящий поток доходит до величины $+128 \text{ мб}/12 \text{ ч}$. Рисунок 4. наглядно представляет



3. ábra — *Рис. 3.*: A front vertikális elhelyezkedése és a frontális függőleges sebesség eloszlása 1958. XII. 31. 12 GMT-kor — *Вертикальное местоположение фронта и распределение фронтальной вертикальной скорости 12 ч. GMT 31. XII. 1958.*

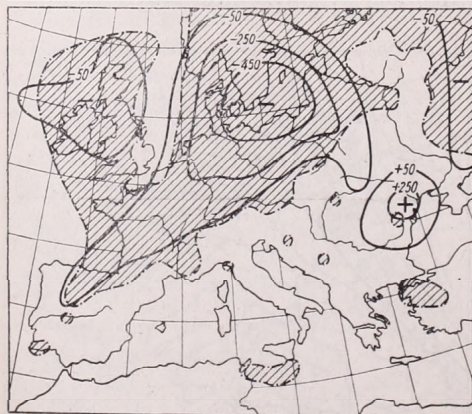


4. ábra — *Рис. 4.*: A maximális frontális függőleges sebesség területi eloszlása 1958. XII. 31. 06 és 18 GMT között a 850 mb-os szinten — *Областное распределение максимальной фронтальной вертикальной скорости между 06 и 18 ч. GMT 31. XII. 1958. на поверхности 850 мб.*

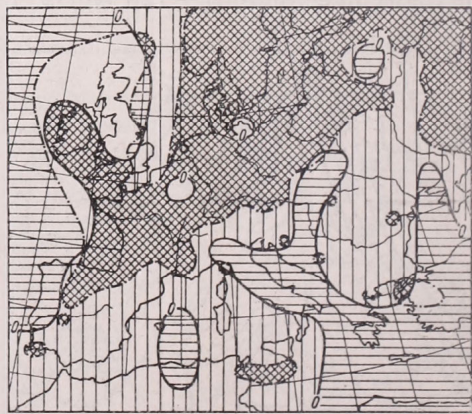
областное распределение максимальной фронтальной вертикальной скорости на поверхности 850 мб между 06—18 ч. GMT 31. декабря 1958 г. Вертикальные скорости, написанные вдоль фронта, отмеченного 12 GMT есть вычисленные величины, а вертикальные скорости, находящиеся у фронтов, отмеченных 06 и 18 GMT являются результатами интерполяции. Пунктир ограничивает районы фронтальных восходящих токов, превышающих величину -50 мб/12 ч.

Карты осадков периода исследования начертали тоже в сроках 06 и 18 ч. Карту осадков 06 GMT 1-го января 1959 г. и возникнувшие в течение предыдущих 12 часов фронтальные вертикальные скорости т. е. их областное распределение показывает рисунок 5. На рисунке отмечены штриховкой те районы, на которых в продолжительности 12 часов осадки падали. Отрицательные величины фронтальной вертикальной скорости означают восходящее, а положительные величины нисходящее движение. Хорошее совпадение осадочных площадей с районами фронтального восходящего потока воздуха бросается в глаза. Статистическое исследование связи этих двух областей показало, что 67% осадочных площадей совпали с районами фронтального восхождения и только 1% осадочной площади находилась на области фронтального нисходящего тока. На остальных 32% осадочной области осадки падали не вследствие фронтального восхождения.

Рисунок 6. изображает областное распределение упорядоченной вертикальной скорости и осадков с 18 ч. GMT 31-го декабря 1958 г. по 06 ч. GMT 1-го января 1959 г. На рисунке представлены области восходящего ($-\omega$) и нисходящего ($+\omega$) движения, кроме этого площади осадков. Такие области, на которых восходящее движение и осадки совместно находились, двойно наштриховали, а те площади, в которых осадки падали вместе с нисходящим движением, остались пустыми. Статистическая оценка дала такой результат, что на 82%



5. ábra — *Puc. 5.*: A maximális frontális függvényes sebesség és a csapadék területi eloszlása 1958. XII. 31. 18 és 1959. I. 1. 06 GMT között — *Областное распределение максимальной фронтальной вертикальной скорости и осадков между 18 ч. GMT 31. XII. 1958. и 06 ч. GMT 1. I. 1959.*



$-\omega$ $+\omega$ $-\omega$ és csapadék $+\omega$ és csapadék
 $-\omega$ és oszadék $+\omega$ és oszadék

6. ábra — *Puc. 6.*: A rendezett függvényes sebesség és a csapadék területi eloszlása 1958. XII. 31. 18 és 1959. I. 1. 06 GMT között — *Областное распределение упорядоченной вертикальной скорости и осадков между 18 ч. GMT 31. XII. 1958. и 06 ч. GMT 1. I. 1959.*

области осадков находилось нисходящее движение. На рисунке видно, что область осадков лежит внутри области упорядоченного восходящего движения. Исключением является площадь Атлантического океана, где — из-за редкости сети наблюдательных станций — расчеты менее надежны. Статистическая обработка той части исследования, которая на карте не представлена, дается на приложенной таблице :

**A függélyes sebesség és a csapadék területi eloszlásának statisztikai kiértékelése
(a csapadékos terület %-ában).**

Статистическая оценка областного распределения вертикальной скорости и осадков (в процентах области осадков)

	Nagyméretű függ. sebesség Упорядоченная верт. скорость		Frontális függ. sebesség Фронтальная вертикальная скорость		
	- ω és csapadék - ω и осадки	+ ω és csapadék + ω и осадки	- ω és csapadék - ω и осадки	+ ω és csapadék + ω и осадки	$\omega = 0$ és csapadék $\omega = 0$ и осадки
1958. XII. 30. 12. — 12. 30. дек. 1958.	46	54	80	0	20
1958. XII. 31. 00. — 00. 31. дек. 1958.	63	37	70	9	21
1958. XII. 31. 12. — 12. 31. дек. 1958.	82	18	82	1	16
1959. I. 1. 00. — 00. 1. янв. 1959.	82	18	67	1	32
Átlag — Среднее	68	32	75	3	22

По таблице упорядоченное восходящее движение находилось в среднем на 68% области осадков, напротив этого фронтальное восходящее движение встречалось на 75% осадочной области. Итак фронтальное восхождение показало на 7% лучшее совпадение с областями осадков, чем упорядоченное восходящее движение. Совпадение области фронтального нисходящего движения с областями без осадков еще выраженнее. Именно упорядоченное нисхождение присутствовало на 32% осадочной области, а фронтальное нисхождение мы нашли только на 3% области осадков. Восхождение еще не является достаточным условием образования осадков, против этого на области нисхождения значительные осадки не могут образоваться, по этому примененная нами оценка характеризует главным образом надежность вычисления вертикальных скоростей.

В конце концов на основе исследования можно установить, что фронтальные вертикальные скорости показали лучшее совпадение с осадочными областями большого размера, чем упорядоченные вертикальные скорости. По этому методы учета фронтальной вертикальной скорости более подходящие для описания механизма атмосферы в фронтальной зоне, чем методы относящиеся к упорядоченным вертикальным скоростям, которые не обращают внимания на свойства конструкции фронта. Размеры вертикальных скоростей, вычисленные обоими методами наоборот указывают на то, что если расчет фронтальной вертикальной скорости делается на длиннее, чем 3 часа промежуток времени, тогда нужно обратить внимание на упорядоченное вертикальное движение тоже.

- [1] *Bodolai, I.*: A függőleges légmozgások formáiról (О формах вертикального движения воздуха). *Időjárás*, 1956. 6. 385—388. о.
- [2] *Panofsky, H.*: Introduction to Dynamic Meteorology. Pennsylvania. 1956.
- [3] *Садоков В. П.*: К учету влияния фронтальных разделов при краткосрочном прогнозе давления и вертикальных скоростей. *Труды Ц. И. П.* 71. 1956. 3—45 стр.

*

A NAGYMÉRETŰ ÉS A FRONTÁLIS FÜGGÉLYES SEBESSÉGEK ÖSSZEFÜGGÉSE A NAGYMÉRETŰ CSAPADÉKOS TERÜLETEKSEL

A függélyes sebesség-számítás közvetlen mérés útján történő ellenőrzése mindmáig megoldatlan feladat. A számítások megbízhatósági fokát a nagyterületű felhőzet és csapadék eloszlás alapján, indirekt módon becsülhetjük meg. A jelen dolgozatban azt a célt tűztük magunk elé, hogy megvizsgáljuk a frontok szerkezeti tulajdonságai és a nem stationárius mozgások által előidézett függélyes sebességek és összehasonlításuk a vizsgált időszak alatt lehullott csapadék nagyterületű eloszlásával.

Vizsgálatunkat az 1958. XII. 30. 12 GMT-től 1959. I. 1.00 GMT-ig terjedő időszakra végeztük. Az időszak kezdeti és befejező szinoptikus helyzetét az 1. és 2. ábra szemlélteti.

A frontális függélyes sebességet *V. P. Szadokov* módszerével számítottuk. A módszer azon a feltételezésen alapszik, hogy a frontális függélyes sebességet a frontnál fellépő szélugrás és a front hajlása együttesen idézi elő. A módszer gyakorlati alkalmazásához meg kell határoznunk a magassági térképeken a front vertikális elhelyezkedését (3. ábra). A frontális függélyes sebességek kiszámítása után meghatároztuk azon területeket, ahol a front átvonulásakor 50 mb/12h-nál nagyobb pozitív vagy negatív függélyes sebességek fordultak elő (4. ábra). Így megkaptuk a csapadék észlelés 12 órás időszakával megegyező időtartamra a maximális függélyes sebességek területi eloszlását (5. ábra).

A nagyméretű függélyes mozgást kinematikus módszer segítségével számítottuk az (1), (2) és (3) munkaképletek alapján. A képletek alkalmazásához objektív divergencia számításra van szükség, melyhez legmegfelelőbbnek a szélmező u , v komponenseinek analízisét találtuk. A nagyméretű függélyes sebesség és a csapadék területi eloszlásának egyik példáját a 6. ábra szemlélteti.

A függélyes sebesség és a csapadék területi eloszlásának statisztikai kiértékelését a csapadékos terület százalékában kifejezve táblázatban mutatjuk be. A táblázat szerint átlagosan a csapadékos terület 68%-án volt nagyméretű emelkedő mozgás, ezzel szemben frontális feláramlás a csapadékos terület 75%-án fordult elő. A frontális feláramlás tehát 7%-kal jobb egyezést mutat a csapadékos területekkel, mint a nagyméretű emelkedő mozgás. A frontális leáramlás területének a csapadék nélküli területekkel való egyezése még kifejezettebb. Míg nagyméretű leáramlás a csapadékos terület 32%-án volt, frontális leáramlást a csapadékos területnek csak 3%-án találtunk.

Vizsgálatunk eredménye, hogy a frontális függélyes sebességek a nagyméretű csapadékos területekkel jobb egyezést mutatnak, mint a nagyméretű függélyes sebességek. A frontális függélyes sebesség számításának módszerei tehát frontálzónában alkalmasabbak a légkör mechanizmusának leírásához, mint a nagyméretű függélyes sebesség-számítás módszerei, melyek a front-szerkezet sajátosságait figyelmen kívül hagyják.

Az ionoszféra F2 rétegének határfrekvenciája Budapest fölött hidegfrontok átvonulásakor

Összefoglalás : A szerző S. Bauer és H. Hackewitz kutatásai nyomán megvizsgálta, lehet-e kielégítő összefüggést találni a Budapest fölött áthaladó erősebb hidegfrontok és az ionoszféra ugyanitt mérhető sűrűségváltozásai között. Az 5 százalékos szignifikanciát éppen elérő kapcsolat a hajnali ionsűrűség maximumával áll fenn. Washington és Budapest között 4–5 napos eltérés mutatkozik, ami valószínűleg az azonos sarki forrásból kiinduló, de Budapestre később érkező hidegfrontok miatt alakul ki.

×

Limiting frequency of the ionosphere-layer F2 during the passage of cold fronts over Budapest. On basis of the results of S. Bauer and H. Hackewitz investigations are undertaken to state whether any satisfactory connection could be found between stronger cold fronts passing over Budapest and the variations of the density of ionosphere to be recorded in these places. A connection between the morning maximum ion-density and the significances attaining 5% is stated. Between Washington and Budapest a deviation of 4–5 days is found which is to be attributed most likely to cold fronts starting from the identical polar sources and arriving to Budapest with the above delay.

×

A több évtizede folyó ionoszféra-vizsgálatok teljesen bizonyossá tették, hogy Napunk fény-, röntgen- és korpuszkuláris sugárzása jelentős változásokat okoz a magas légkör gázatomjainak villamos állapotában. Bár ma már eléggé ismeretesek az atomfizikából azok az energiamennyiségek, melyek az ionizáció alkalmával felhasználódnak, rekombináció esetén pedig felszabadulnak, még mindig igen nagy nehézséget okozna, ha pl. egy napkitörés-okozta magaslégköri hatást energia, de főként ennek lefelé történő áramlása szempontjából kívánnánk felmérni. Ha azonban számításba vesszük, hogy az ionoszférában igen erős elektromos áramok folynak és egy-egy napkitörés jelentékeny áramtöbbletet vagy csökkenést, továbbá az áramoktól függő és független hőmérsékletváltozást okozhat, akkor arra is gondolhatunk, hogy az ionoszféra rendellenességei nemcsak a földmágnesség összetevőiben, hanem az alsó, sűrűbb légrétegekben is idézhetnek elő valaminő légkör-fizikai, illetve időjárási változásokat.

A magas légkör fizikájával elsősorban fizikusok, geofizikusok foglalkoznak. Ennek oka főképpen abban keresendő, hogy a felső légkör kutatásában nem lehet a troposzférában használt hagyományos műszereket és mérőmódszereket használni. Így magyarázható, hogy a magas légkör (amely alatt most csak a 60 km-nél magasabb rétegeket értjük) villamos és más jelenségei és az alacsonyabb, talajmenti rétegek egyes fizikai jelenségei között feltételezhető összefüggésekre is elsősorban fizikusok gondoltak. Többek között *Martyn* és *Mitra*, akik az ionoszféra sűrűsége és a légnyomás között találtak kapcsolatokat. Különösen érdekelte a geofizikusokat a felső légkör hőmérséklete, már csak azért is, mert mérési módszere és pontos értékei még a holdrakéták idejében is megismerésre várnak.

Csak az utóbbi évtizedben, amikor már az URSI és újabban az NGÉ egyes határozatai is felhívták a figyelmet a magas- és az alacsony légkör fizikai jelenségei lehetséges összefüggéseinek tanulmányozására, gondolt arra néhány meteorológus, hogy ezekkel a kapcsolatokkal bővebben foglalkozzék. Így *Koppe*, *Napolitano* és a *Düll*-házaspár általában a magas légkör villamos változásai és a légnyomás közötti kapcsolatokat kutatták [1]. Újabban

S. Bauer, az ionoszféra ionsűrűségének változásai és az alatta elhaladó frontjelenségek közötti esetleges kapcsolatokat igyekezett felfedni [2, 3]. Fáradozásai nem hozhattak végleges eredményt, de már az is lényeges körülmény, hogy felhívta a meteorológusok figyelmét ilyen kapcsolatok keresésére. Neki köszönhető, hogy *H. von Hackewitz*, német meteorológusnő alapos tanulmány és kritika tárgyává tette a frontok- és az ionoszféra kapcsolataira vonatkozó munkálatokat [4].

Gherzi és a fent említett *Bauer* változásokat talált az ionoszféra sűrűségében az alatta elvonuló hidegfrontok idején. Az utóbbi szerző azt állítja, hogy eredményei öt százalékos valószínűségi szinten szignifikánsak. *Hackewitz* nem ismeri el *Bauer* eredményeit és ő maga, hasonló célzatú munkájában csak negatívumokról számol be.

Ezek után érdekes témának látszott a hidegfrontátvonulások idején bekövetkező ionsűrűség-változás vizsgálata hazai viszonyainkra is, annál is inkább, mert az éveleji moszkvai NGÉ határozatoknak az ionoszférára vonatkozó egyik pontja is felhívja a figyelmet az ionoszféra-troposzféra kapcsolatok tanulmányozására.

Az alábbiakban *Hackewitz* és *Bauer* módszerét követve ismertetem a Budapesten áthaladó hidegfrontok és az áthaladás idején a felettünk levő ionoszférában bekövetkező változásokat. Azokat a hidegfrontokat választottam ki, melyeket az *Orsz. Meteorológiai Intézet* kiadványaiban megjelenő *Frontnaptár* kettes erősségűnek, azaz erősen fejlettnek jelzett, feltéve, ha rövid idővel (3—4 nappal előbb) nem előzte meg, vagy ugyanannyi idő múlva nem követte másik hidegfront. A vizsgálat az 1955. év napi meteorológiai-és havi ionoszféra jelentésein alapszik, melyeket az *Orsz. Meteorológiai Intézet* adott ki.

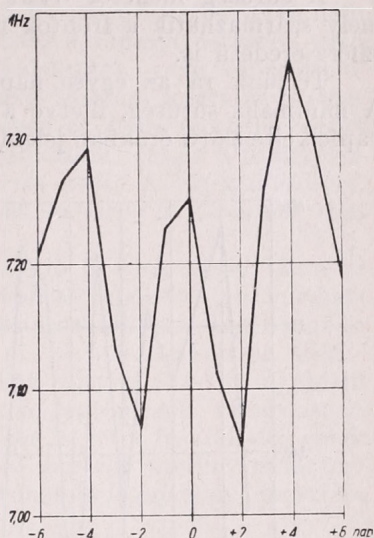
Ezután azt kellett eldönteni, hogy melyik az az ionoszféra-paraméter, mely erre a vizsgálatra alkalmas. A külföldi példák nyomán az ionsűrűséget vettem figyelembe, melyet a határfrekvencia értékével helyettesíthetünk.

Az ionoszféra napsugárzásra legérzékenyebb rétege az F2 réteg. Nyilvánvaló, hogy az ebben bekövetkező változásokat lehet leginkább alapul vennünk. Az F2 réteg napi menetében a határfrekvencia (foF2) jelentős változásokat szenved. Beszélhetünk igen jól jelentkező nappali (olykor kettős) maximumról, hajnali minimumról. Évszakok szerint is megkülönböztethetjük a napi meneteket. Az ionoszféraviharok a grafikonokból könnyen kiolvashatók, mérhetőek. Kérdés azonban, hogy a frontátvonulás napján lejátszódó napi menet melyik jellegzetes értékét vegyük figyelembe?

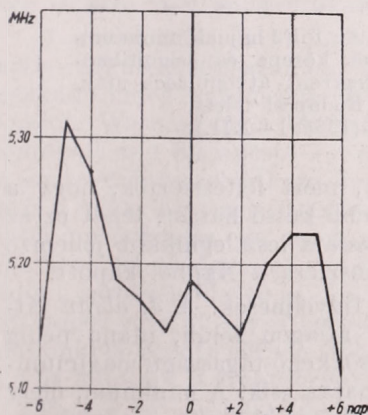
Számításba vehetjük e célból pl. az F2 réteg ionsűrűségének nappali maximumértékét. Ez az adat mindenesetre rámutat arra a lehetőségre, hogy a nap folyamán mekkora volt az az esetleges sugárzás-többlet, amely indító oka lehet alsóbb légköri folyamatoknak. Legkevésbé sem képzelhetjük azonban, hogy a hatásnak azonnal, esetleg aznap be kell következnie az alsó légkörben is. Ezért nemcsak a frontátvonulás napját kell számításba vennünk, hanem minden esetben 6 nappal előbből kezdjük az adatsort és — bár *Wexler* gondolata, mely szerint valamely, az alsó légkörben lejátszódó időjárási folyamat a későbbiekben az ionoszféra magasságában is érzétteti hatását, kissé merésznek tűnik — mégis megnéztük az átvonulás napját követő hat nap adatait is. A vizsgálatot az említett példák nyomán úgy hajtjuk végre, hogy a Budapesten áthaladó (és a jelzett módon kiválasztott) hidegfrontok napjára, valamint előtte levő és utána következő 6 napra eső ionoszféra adatokat közepeljük és a középértékek grafikonját elemezzük.

A frontátvonulások napjain észlelt, napi F2 határfrekvencia-maximumumok értékeinek átlagait mutatja az 1. ábránk. Látjuk, hogy hármas maximumot találhatunk a 13 nap alatt; ebből a középső a frontátvonulás napjára esik, a két minimum pedig a front előtt és után két nappal jelentkezik. Bár a maximumok és minimumok között kb. 0,3 MHz különbség van, mégsem látni az ábrán semmi olyan jellegzetességet, mely a menetet érdemessé tenné a boncolgatásra.

Feltehető, hogy az F2 réteg határfrekvenciájának napi átlaga jobban jellemzi az ionoszféra egy napjának történetét, ha egy másik napjához kívánjuk hasonlítani. A 2. ábránk szemlélteti a napi közepekből képzett, adott napokra szóló határfrekvencia-közép görbéjét. Feltűnő, hogy a frontátvonulás előtt öt nappal egy jelentékenyebbnek látszó maximum mutatkozik. Ha ez a maximum nagyobb lenne, akkora, hogy az ionoszféra adatainak mérése alkalmával is kitűnnék, igen öröndetes eredményül szolgálna előrejelzés céljaira. Sajnos a maximum alig több, mint egy tized MHz emelkedést jelent, tehát valamely napi menet vizsgálatakor az óraértékekből észre sem vehetjük. De ez a maximum mégis nagyobb és határozottabb, mint az ábrán látható, és az időszak végére eső második emelkedés. A mini-



1. ábra. 30 hidegfront Budapesten történt átvonulása napján mért ionoszféra adatok közepe. Az foF2 nappali maximum-értékei. (1955. I—XII.)



2. ábra. Az foF2 napi átlagainak közepe hidegfrontok átvonulása alkalmával, Budapest felett. (1955. I—XII.)

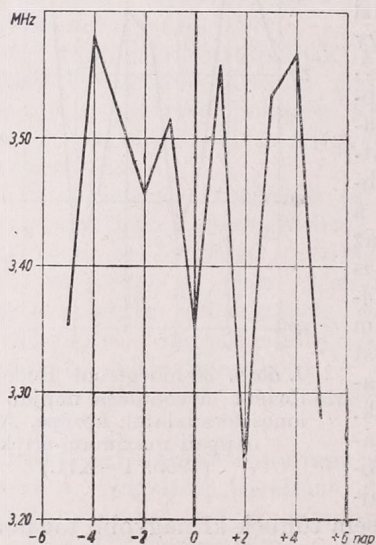
mumok sem tűnnek ki nagyobb tágassággal. Valószínű, hogy a frontátvonulást öt nappal megelőző maximumot a határfrekvenciák más csoportosítása esetén is megkaphatjuk.

Érdemes megvizsgálunk az ugyanezekre a napokra vonatkozó éjszakai adatokat. Arra gondolva, hogy az éjszaka folyamán az ionoszféra már nem kaphat napsugárzást és csupán rekombináció folyik benne, elfogadhatónak vélhetjük az éjszakai adatokat is az elmúlt nap jellemzésére. Az esetleges nappali sugárzástöbblet miatt most több ion rekombinációjának kell végbemennie, ez lassabban történik, vagyis erősebb naptevékenységű nappal után sűrűbb marad az ionoszféra éjjelre, és sűrűsége az éjszaka folyamán jelentékenyen nem is változhatik (ionoszféra-vihar a vizsgált napokon nem fordult elő). Az évszakok szerepének kizárása céljából az éjféli utáni két óra adatait használjuk fel. A 3. ábránk a 30 hidegfrontátvonulás alkalmával mért 02 órás (GMT) foF2 adatok közepeit mutatja be. Ez esetben négy nappal előbb jelentkezik egy számottevőbb maximum, de kisebb tágasságú maximumok, melyeknek

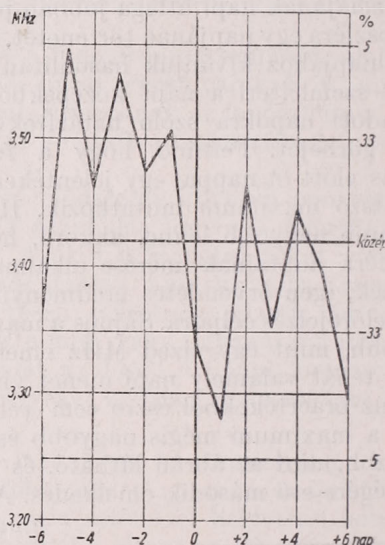
elhelyezése némileg hasonlít az 1. ábrán látottakhoz, teljesen összekuszálttá tesszik a görbét. Megemlítendő még, hogy az 1. ábrához hasonlóan ez esetben is a frontátvonulást követő második napon látunk jelentősebb minimumot.

A sűrűség menetét tehát ezen az ábrán is a bizonytalanság jellemzi, mely származhatik a frontok meg nem felelő kiválasztásából, de lehet ionoszféra-eredetű is.

Térjünk rá az egyes napok minimális sűrűségi adatainak szemléljére. A minimális sűrűség, illetve a minimális határfrekvencia az F2 rétegben a napfelkelte előtti órákban jelentkezik. Igen valószínű, hogy *Bauer* és *Hackewitz*



3. ábra. Az foF2 éjfél utáni két órákor (GMT) mért adataiból számított középértékek a Budapesten történt frontátvonulások után. (1955. I—XII.)



4. ábra. Az foF2 hajnali minimumértékeinek közepe és szignifikanciája hidegfront-átvonulások után, Budapest felett. (1955. I—XII.)

is azért vette számításba éppen ezt az adatot, mert feltételezték, hogy a minimum idején kapja az ionoszféra a legkevesebb külső hatást, tehát ez az adat, a teljesen megnyugvó ionoszféra sűrűségi adata lesz leginkább jellemző az egész nap felvett energiájára, melyet az ionoszféra a Naptól kapott.

Valóban itt már több jelenségre lehetünk figyelmesek. A 4. ábrán látjuk, hogy a frontátvonulás előtt általában átlagon fölüli, utána pedig alacsonyabb a minimális sűrűség. Előtte három csökkenő tágasságú maximumból a legnagyobb az első, ismét az előző ötödik napra esik. A minimum, mely most elég észrevehetően jelentkezik, közvetlenül a front utáni napra jut, elég széles azonban ahhoz, hogy még a front napjára is essék belőle. Az átvonulás után inkább csökkenő tendencia mutatkozik.

Úgy látszik, hogy a frontátvonulással kapcsolatos jelenségek Európában nem mutathatók ki oly környen, mint Amerikában (*Hackewitz* is európai ionoszférakutató állomás adatait használta: ti. *Friburgét!*). *Bauer*éhoz hasonlóan felépített ábránkon jellegzetességet inkább a léptékek megválasztása és nem a nagy szélső értékek miatt láthatunk. Éppen ezért helyütt már

szükségesnek látszott a matematikai jellegzetesség eldöntése is, annál is inkább, mert *Bauer* a washingtoni adatokból kapott görbénél a szignifikanciát az 5%-os szintre állapította meg. Az ábrán láthatjuk azt is, hogy csak az említett, 5 nappal előbbi maximum közelíti meg ezt a fokot. Így — első pillanatban — igazat kell adnunk *Hackewitznek*, aki a frontkapcsolatok terén nem talált megfelelő jellegzetességet. A hajnali sűrűség-minimum esetében arra gondolhatunk, hogy vagy az esetek gondos kiválasztása, vagy több frontátvonulás megvizsgálása nálunk is eredményesebb lehetne, legalább is szignifikancia szempontjából. Az itt bemutatott görbék és *Bauer* görbéje között azonban más, jelentékenyebb különbséget is találhatunk. *Bauer* a frontátvonulás napjára helyezheti görbéje maximumát, *mi pedig öt nappal előbbre*, legalábbis a legnagyobb maximumot. De a másik kettő is *az átvonulás előtt* zajlik le.

Az eredmények javítása érdekében az áthaladó frontok közül talán ki kellene választani azokat az eseteket, melyek több szempontból hasonlíthatnak egymásra és csupán azokat kellene párhuzamba állítani. Így azonban több esetben tévedés áldozatai lehetünk. Ha pl. kiválasztanánk az északnyugatról vagy délnyugatról jövő hidegfrontokat, illetve a velük egyidejű ionoszféradatokat, valószínű, hogy a kérdés a légtömegek vizsgálatává válnék. Ugyanez a téves helyzet állana fenn akkor is, ha a frontokat a velük kapcsolatos légnyomás-süllyedés vagy emelkedés mértéke szerint osztályoznánk: ekkor könnyen áteshetünk a többször ismételt légnyomás-ionoszféra vizsgálat területére.

Felvetődhetik az a gondolat is, vajon elképzelhető-e fizikai kapcsolat a front és az ionoszféra valamely paramétere között? Nem kicsiny jelenség-e ehhez a front és nem nagy-e a távolság a frontjelenség helye és a magasban változó ionoszféra között, tekintve a légkör folytonos ritkulását? Ezek szerint nem kellene-e inkább vizsgálat tárgyává tennünk az egyes nagyobb légnyomási képződmények kialakulását, esetleg a fejlődésükben bekövetkező, hirtelen és nem várt változásokat és az ionoszféra rendellenességeit.

A washingtoni és budapesti görbék maximumai között fellelhető többnapos időkülönbség azonban inkább arra mutat, hogy az északi sarokról leszakadó hideg légtömegek okozta hidegfrontokkal találhatunk bővebb kapcsolatot. Washington a legrövidebb időn belül megkaphatja a lefutó hideg frontokat, míg Budapest — a nagyobb távolság miatt — csak később. Magát az ionoszférában jelentkező ionsűrűsödést pedig nyilvánvalóan inkább okozhatja a hideg légtömegek leszakadását is okozó valamiféle napkitörés. A rendkívüli ionsűrűsödés egy napra eshetik napkitörés idején az egész, akkor megvilágított fél földgömbre, a közvetve okozott hidegfront átvonulási ideje pedig a saroktól, illetve az onnan leszakadó hideg légcsepp útjától számítható távolságok szerint egyes helyeken más és más lesz. Erre mutat, hogy a mi adatainkból kapott görbén (több módszer használata esetén is) 2—3 maximumot is kaptunk a frontátvonulás előtt.

Ezeket a gondolatokat támasztja alá *Bauernek* az a közleménye is, amely az újabb vizsgálatok alkalmával csak akkor mutat fel jelentősebb kapcsolatot az ionoszféra és az időjárás között, ha az időjárásban szinte minden elem igen nagy változásokat szenved, így pl. tornádók, nagy viharok, stb. idején.

A hidegfrontok és az ionoszféra F2 rétegének ionsűrűségváltozásai között fellelhető gyenge kapcsolatok nem lehetnek jelentősek időelőrejelzés szempontjából sem. Magának a napkitörésnek a megtörténtét, sőt még erősségének

jellemzését is megkaphatjuk a rádióterhullámok ún. SID és SEA jelentéseiből, a kitéréssel szinte egyidőben. Ezeket az adatokat aránylag egyszerű berendezések is kitérő eredménnyel szolgáltatják. A kérdés minden esetre érdekes, mert a frontátvonulások (esetleg más időjárási jelenségek) és az ionoszféradatok összefüggésének lehetőségét csak ilyen vizsgálatok árán tudhatjuk meg. Különösen fontos kérdés az, lehetséges-e egyáltalában a magas légkörnek beleszólása a helyi időjárás-változásokba?

IRODALOM

- [1] Koppe, H.: Sonnenaktivität, Grosswetter und wetterbezogene Reaktionen. *Annalen der Met.*, No. 4. 1951.
- [2] Bauer, S. J.: A possible troposphere-ionosphere relationship. *Journal Geophys. Res.*, No. 62. 1957.
- [3] Bauer, S. J.: Correlations between tropospheric and ionospheric parameters. *Geofisica pura e applicata*, No. 40. 1958.
- [4] Hackewitz, H.: Zur Frage ionosphärisch-troposphärischer Beziehungen. *Geofisica pura e applicata*, No. 40. 1958.

Pápainé Szalay Gabriella:

Légáramlás Magyarországon kétoldali hidegbetörés esetén

Összefoglalás: A dolgozat az Északi-Kárpátok áramlásmódosító hatásának vertikális kiterjedését vizsgálja olyan makroszintoptikus helyzetben, amikor Magyarországtól északra anticiklon helyezkedik el, tehát a vezető áramlás észak-északkeleti. Az egyes magassági szintek szélvektorai alapján megállapítható, hogy ez az áramlásmódosító hatás 1,5 km-nél nem terjed feljebb.

*

Lufströmung über Ungarn im Falle zweiseitiger Kälteeinbrüche. Es wird die vertikale Erstreckung der strömungsändernden Auswirkung der Nördlichen Karpathen untersucht, und zwar in einer makrosynoptischen Lage, bei welcher nördlich von Ungarn eine Antizyklone liegt, die Steuerströmung also nord-nordöstlich gerichtet ist. Auf Grund der Windvektoren der einzelnen Höhenschichten kann festgestellt werden, dass diese strömungsändernde Auswirkung nicht über 1,5 km reicht.

*

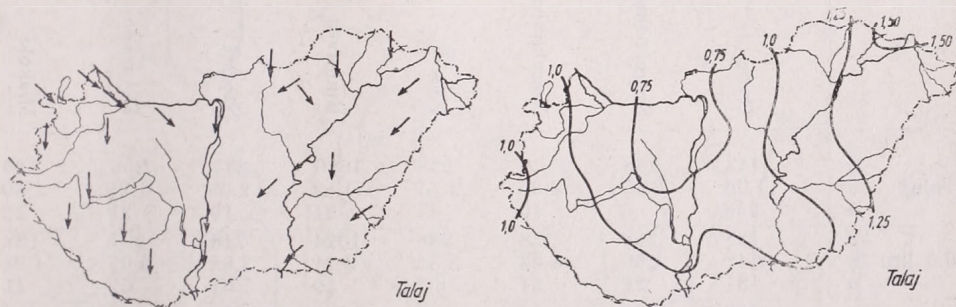
Hazai szinoptikus kutatásunk egyik fontos feladata azoknak a rendszeresen jelentkező időjárási sajátosságoknak a felderítése, melyek szoros összefüggésben vannak földrajzi helyzetünkkel. Országunknak a Kárpát-medence közepén elfoglalt helyzetéből következik, hogy elsősorban az áramlási mező alakulásában kereshetjük azokat a sajátosságokat, melyek magukon viselik a földrajzi környezet módosító hatását. Nyilvánvaló, hogy azok a sajátosságok, melyek egy adott szinoptikus helyzetben rendszeresen fellépnek, klimatológiai vizsgálati módszerrel kimutathatók, s megismerésük éghajlati szempontból sem érdektelen.

Jelen vizsgálatunkban azt a módosító hatást keressük, amelyet az Északi-Kárpátok hegytömege gyakorol az áramlásra olyan esetben, amikor ennek általános irányítása északi, északkeleti. Már pusztán a domborzat térképe alapján is feltételezhető, hogy az északi, északkeleti irányból áramló poláris levegő az Északi-Kárpátok 2000 m-es szintet is meghaladó hegytömege miatt

csak kerülő úton juthat el a Kárpát-medencébe. A tapasztalat szerint az áramló levegő egy része megkerüli az Északi-Kárpátokat és a Morva-medencén ill. a Dévényi-kapun keresztül északnyugati irányból tör be hazánkba, másik része pedig kis kerülővel a viszonylag alacsony és keskeny kiterjedésű Keleti-Beszkidéken keresztül mint északkeleti áramlás jelentkezik a Tiszántúlon. Az Északi-Kárpátok középső főtömege nehezen áthatolható akadályt képez az északi áramlás számára. A hegység felett keresztülhatoló áramlásrész, csak egyes esetekben tud ismét az alacsonyabb szintekben leszállni. Ez a jelenség, melyet kétoldali hidegbetörésnek nevezhetünk, a szinoptikus gyakorlatban egyes helyzetek elemzése során már régebben ismeretes [1]. A további kutatás során megállapították, hogy ilyen áramlás abban az esetben jön létre, ha az anticiklon Magyarországtól északra, Lengyelországra, s a Baltikum térségében (An helyzet) vagy pedig Fennoskandinávia fölött (AF helyzet) helyezkedik el [2]. E makroszinoptikus helyzetek relatív gyakoriságának évi menetét májusi főmaximum és júliusi főminimum jellemzi, emellett másodlagos maximum ill. minimum jelentkezik szeptemberben ill. novemberben [3]. Együttes relatív gyakoriságuk évszakonkénti eloszlása a [3] tanulmány szerint a következő:

Tavasza	Nyár	Ősz	Tél
19,3	16,3	15,5	15,6

Az *An* makroszinoptikus helyzetben rendszeresen kialakuló talajmenti áramlást a [2] tanulmány alapján ismerjük, s az 1. és 2. ábrán feltüntetjük a talajmenti uralkodó szélirányt, valamint a relatív szélesebbséget. A mellékelt



1. ábra. Uralkodó szélirány a talajon *An* helyzetben. 2. ábra. Relatív szélesebbség a talajon *An* helyzetben.

térképen jól észlelhető az Északi-Kárpátok védő- és eltérítő hatása, a kétoldali beáramlás, ha pedig megnézzük az áramlás sebességének eloszlását ábrázoló térképet, akkor legott észrevehetjük az Északi-Kárpátok szélárnyékoló hatását. Mindez bizonyítja az előbb vázolt sajátosságos áramlási rendszert, de csak a talajon. Az áramlás teljes, a nagyobb magasságokban kialakult képét az idézett tanulmány alapján még nem ismerjük. Nincsenek ismereteink az Északi-Kárpátok eltérítő hatásának vertikális kiterjedtségéről és a szállított levegőmennyiségről sem. A talajmenti áramlás ismerete csak *elsődleges* támpont, a részletesebb, 3 dimenziós vizsgálat ezen dolgozat célkitűzése.

Ennek érdekében kiválogattuk az 1951–1955-ig terjedő 5 évből azokat az időjárási helyzeteket, amelyek az előbb elmondott kritériumoknak pontosan megfeleltek. Az így kiválasztott több mint 200 helyzetben feldolgoztuk

a pilot szélmérések adatait a rendelkezésünkre álló következő 8 állomásról : Győr, Szombathely, Budapest, Miskolc, Debrecen, Szeged Pécs és Nagykanizsa. Ez utóbbi állomásnak azonban a vizsgált időszakból csak rövidebb adatsora van. A széladatokat az alábbi szintek szerint csoportosítottuk : talaj, 500, 1000, 1500, 2000, 3000, 5000 és 7000 m. A szélirányokat a 4 fő és 4 mellékirány szerint soroltuk be, majd megállapítottuk minden egyes állomásra minden szélirány szerint a megtett szélutat.

A szélút eredőjét az ismert *Lambert*-féle képlet segítségével számítottuk ki, amely szerint :

$$C_N = N - S + (NW + NE - SW - SE) \cos 45^\circ,$$

$$C_W = W - E + (NW + SW - NE - SE) \cos 45^\circ,$$

ahol C_N és C_W a teljes út északról délre, illetve nyugatról keletre. Az északi félgömb mérsékelt szélességein ajánlatos a szélnek pozitív előjelet adni akkor, amikor északról és nyugatról fúj. Az eredő szélút és a nyugati irányú szélút közötti α szöget a következő egyenlet adja : $C_N/C_W = \operatorname{tg} \alpha$. A szélirány azimutját az óramutató járásával megegyezőleg számítjuk. A valódi azimut tehát $270^\circ + \operatorname{tg} \alpha$. A C_N -re, ill. a C_W -re kapott értékeket elosztottuk az esetek számával és a $C_R = \sqrt{C_N^2 + C_W^2}$ összefüggés segítségével megkaptuk az eredő szél sebességét [4].

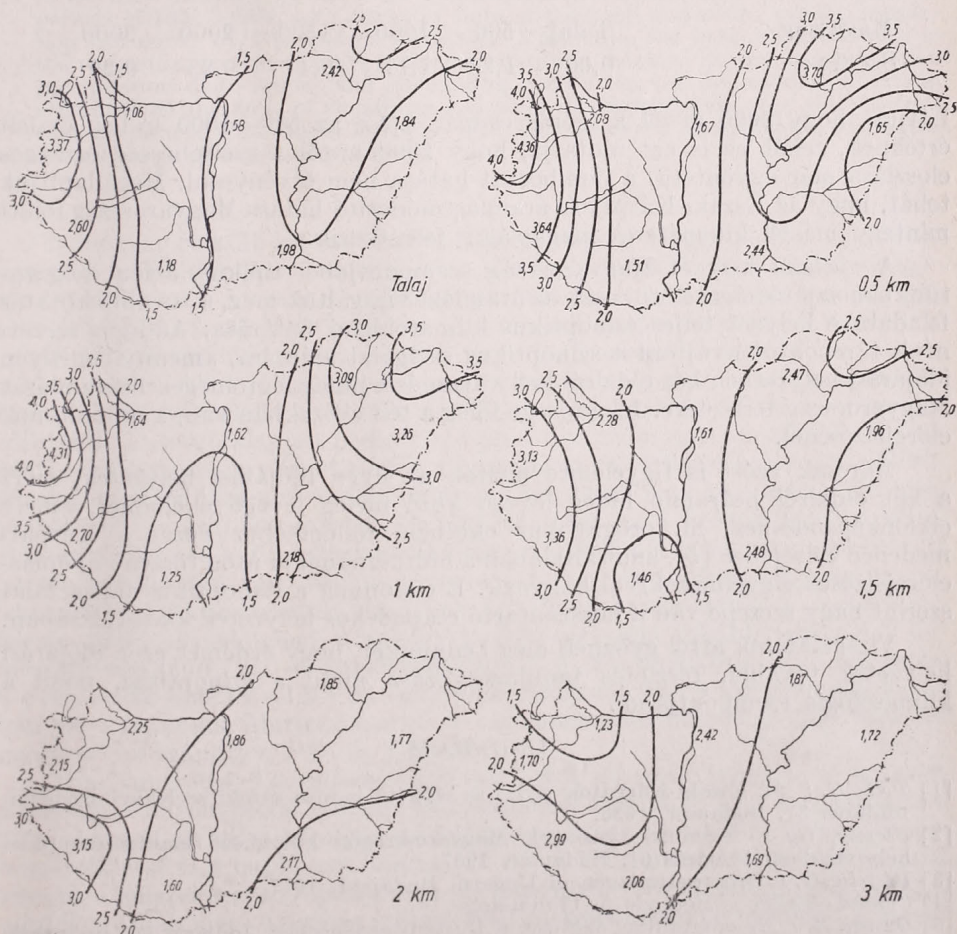
I. TÁBLÁZAT

A szélvektorok értékei

n a megfigyelések száma, v a vektor nagysága m/sec-ban, α a vektor iránya szögfokban

		Győr	Szombathely	Nagykanizsa	Pécs	Budapest	Szeged	Debrecen	Miskolc
Talaj	n	143	268	28	238	1080	247	306	129
	v	1,06	3,40	2,65	1,57	1,84	2,08	1,98	2,50
	α	358	6	10	41	31	19	21	15
0,5 km	n	138	268	28	238	1024	246	301	128
	v	2,42	4,69	4,23	3,36	3,21	3,88	3,05	4,94
	α	31	22	31	63	59	51	57	41
1 km	n	128	241	24	225	987	233	285	123
	v	2,38	4,80	4,73	3,20	3,11	3,30	4,94	4,99
	α	46	20	55	67	59	49	49	52
1,5 km	n	107	219	19	189	879	200	261	107
	v	2,89	3,37	5,33	2,80	2,82	3,14	3,44	4,33
	α	38	22	51	59	55	38	55	55
2 km	n	91	200	18	170	781	185	240	102
	v	3,30	2,69	4,82	2,97	2,78	2,62	3,40	4,11
	α	47	37	55	57	48	34	59	63
3 km	n	45	143	12	141	593	128	192	75
	v	2,80	2,53	3,65	3,27	4,07	2,26	3,08	3,52
	α	64	48	35	51	6	41	56	58
5 km	n	18	85	6	69	339	90	133	48
	v	1,31	3,40	6,25	4,21	3,04	3,57	3,21	3,12
	α	12	32	79	37	27	25	26	83
7 km	n	10	61	5	47	246	66	98	32
	v	3,51	4,61	5,27	3,60	3,55	3,43	4,78	2,33
	α	356	11	57	34	3	346	22	97

Dolgozatunkban tehát az áramlást a szélvektorok alapján tanulmányozzuk. Az egyes állomásokon a különböző magasságokra kiszámított szélvektorokat az *I. táblázatban* tüntetjük fel. Adataink szerint a *talajon* Budapest, Debrecen, Miskolc és Pécs állomásán észak-északkeleti, északkeleti áramlás észlelhető, Nagykanizsa és Szombathely térségében északi, Győrben pedig észak-északnyugati az áramlás iránya. Tehát itt a talajon jól látható az Északi-Kárpátok eltérítő hatása, amint ezt már lényegében a [2] tanulmány adatai alapján megszerkesztett térképen is bemutattuk. Szombathelyen és Nagykanizsán az Alpok miatt nem tudott érvényesülni az északnyugati áramlás. Ugyanezek a állomásokon a legnagyobb a szél sebessége, amit az Alpok torló hatásával lehet magyarázni. A legkisebb szélesség Győrben észlelhető, aminek oka főleg az, hogy ez az állomás kevesebb adattal rendelkezik, mert leginkább derült időben pilotoztak, amikor általában nincs erős szél. 500 m fölött már nem észlelhető az eltérítő hatás. Ettől a szintől kezdve egységesen északkeleti az áramlás iránya. Az 5000 és 7000 m-es szint adatait a kevés számú mérés folytán nem használtuk föl.



3. ábra. Az eredő szélvektor északi összetevője különböző magasságokban.

Az Északi-Kárpátok áramlástmódosító hatásának magassági kiterjedését a szélvektorok északi irányú komponensének magassági eloszlása alapján vizsgálhatjuk. Az *I. táblázat* alapján kiszámítható északi összetevők értékét térképre rajzoltuk, s meghúztuk ezek egyenlőségi görbéit (*3. ábra*). A talaj, 500, 1000 és 1500 m-es térképek nagyon jól szemléltetik az Északi-Kárpátok szélvédő hatását, s lényegében ugyanazt a karakterisztikus szélsébségeloszlást mutatják, mint amit a *2. ábrán* megismertünk. Az ország északnyugati és északkeleti felében sűrűsödnek az izovonalak, s itt vannak a magas értékek, míg az ország középső része alacsony értékekkel rendelkező, azaz szélvédett terület. 2000 m-től azonban a kép *megváltozik*, s az egyenlőségi görbék szerkezete semmi hasonlóságot sem mutat az előző szintekben tapasztalt eloszláshoz.

Ez a jelenség más módon is bizonyítható. Kiszámítottuk a 8 állomás alapján az eredő szélvektor északi összetevőjének országos átlagát a talaj, 500, 1000, 1500, 2000 és 3000 m-es szintekben, majd meghatároztuk ezen átlag körül az egyes állomások adatainak szórását, amit az alábbi összeállításban tüntetünk föl:

Magasság :	Talaj	500	1000	1500	2000	3000
Szórás :	0,60	1,23	1,17	0,47	0,23	0,29

Látjuk, hogy 2000 m-től a szórás csupán $1/5$ -e az 500—1000 m-ben észlelt értéknek, tehát ez is azt mutatja, hogy 2000 m-től a szélsébség országos eloszlása már egyöntetű, a domborzat hatása nem érvényesül. Megállapítjuk tehát, hogy az Északi-Kárpátok áramlástmódosító hatása Magyarország fölött mintegy másfél kilométeres magasságig jelentkezik.

A vizsgált helyzet Magyarország szempontjából tipikus. Jelen dolgozatunkban sajátosságai közül csak az áramlást vizsgáltuk meg, a további kutatás feladata e helyzet teljes szinoptikus klimatológiai feltárása. Addig is szeretnénk támpontot nyújtani a szinoptikus szolgálat számára, amennyiben ilyen időjárási helyzetben két oldalról kell várnunk a hideg légtömegek beáramlását Magyarországról területére. Jelentősége főleg a téli évszakban van, a minimumok előrejelzésénél.

Márcsak azért is figyelemre méltók az ilyen időjárási helyzetek, mert a két oldalról beáramló hideg levegő közé meleg levegő ékelődhet, amely ciklonképződéshez, ill. orografikus okklúzió föllépéséhez vezet a Kárpát-medence belsejében [5], amit általában a hidrodinamikai úton történő nyomáselőrejelzések figyelmen kívül hagynak. E ciklonnak a szinoptikus tapasztalat szerint nagy szerepe van a hosszantartó csapadékos helyzetek kialakulásában.

Vizsgálataink arról győznek meg bennünket, hogy érdemes ezen időjárási helyzetek további, részletes tanulmányozása mind a szinoptikai, mind a klimatológia szempontjából.

IRODALOM

- [1] *Tóth, G.*: Az Északi-Kárpátok védő- és eltérítő hatása északi szelekkel szemben. Időjárás 37. Budapest, 1933.
- [2] *Péczeley, Gy.*: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. Időjárás 61. Budapest, 1957.
- [3] *Péczeley, G.*: Grosswetterlagen in Ungarn. Budapest, 1957.
- [4] *Conrad—Pollak*: Methods in Climatology.
- [5] *Ozorai, Z.*: Az orografikus okklúzió a Kárpát-medencében. Időjárás 60. Budapest, 1956.

A Wild-műszer párolgásadatai és a Thornthwaite-módszerrel számított potenciális és tényleges evapotranspiráció

Összefoglalás: A tanulmány a Martonvásáron 1951—1958 tenyészidőszakában Wild-féle párolgásmérővel mért naponkénti párolgásadatokat hasonlítja össze a *Thornthwaite* módszerével számított potenciális és tényleges evapotranspiráció naponkénti adataival. Csapadékból, csapadékszegény, normális és egyenlőtlen csapadékeloszlású esztendőket tenyészidőszakában vizsgálva a három féle adatot, valamint egyes hónapokban a felhőzet és szél alapján elhatárolt hat időjárási helyzetre korrelációt számítva kimutatja, hogy valamely terület lehetséges vagy tényleges evapotranspirációjára a Wild párolgásmérő adatai nem jellemzők.

*

The evaporation data of the Wild instrument and the potential and actual evapotranspiration calculated by Thornthwaite's method. The author compares the daily evaporation data observed by the Wild evaporimeter at Martonvásár in the vegetation periods of 1951—1958, with the daily data of potential and actual evapotranspiration calculated by *Thornthwaite's* method. Examining the data of three kinds in the vegetation periods of years rich in precipitation, rainless, normal and of unequal precipitation distribution, and calculating correlation for six weather situations separated on the basis of cloudiness and wind in single months, the author reveals that the data of Wild evaporimeter are not characteristic of the potential and actual evapotranspiration of certain area.

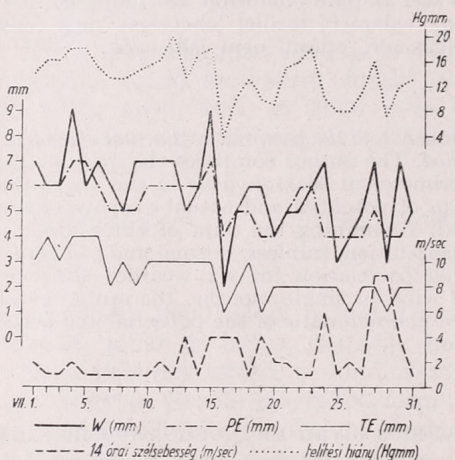
*

A magyar és külföldi irodalomból számos olyan megmondolást ismerünk, amelyek a Wild-műszer szolgáltatta párolgásadatokat sem a talajfelszín párolgásának, sem a szabad vízfelszín párolgásának jellemzésére nem tartják kielégítőnek [1, 2, 3]. Ismeretes az is, hogy az evapotranspiráció mérése — megfelelő műszer hiányában — alig nevezhető megoldottnak. *Thornthwaite* módszerével viszont jó közelítéssel napról napra meghatározhatjuk az evapotranspiráció potenciális mértékét (*PE*), a talaj fedőrétegében a vízkészlet változását, a kettő alapján pedig kiszámíthatjuk az evapotranspiráció naponkénti tényleges mennyiségét (*TE*). Ugyanakkor rendelkezésünkre áll a Wild-párolgásmérővel számos meteorológiai állomáson naponta mért párolgásadatok (*W*) hosszú sorozata is. Felvethető tehát az a kérdés, hogy a Wild-műszerrel mért és a *Thornthwaite*-módszerrel számított párolgásadatok között milyen összefüggés van. Ennek tisztázására, — bár tudjuk, hogy az evapotranspirációs vízveszteségek nincsenek közvetlen kapcsolatban a szabad vízfelszín párolgásával, mert a növények transpirációja inkább fiziológiai természetű folyamat [4], — összehasonlítottuk a *Martonvásáron* Wild-műszerrel 8 éven (1951—58 IV—IX.) át észlelt párolgásadatokat a korábbi munkánkban [5] ugyancsak Martonvásárra és ugyanarra az időszakra *Thornthwaite* módszerével számított *PE*- és *TE*-vel.

Mint ismeretes, *Thornthwaite PE*-nek azt a vízmennyiséget nevezi, amely általában a növényzettel borított talajfelszínről elpárolog, ha a talajban állandóan elegendő víz áll a párolgás rendelkezésére. Meghatározására a napi középhőmérsékletet és a naphosszt használjuk fel. A Wild-műszer által mért adatok viszont a műszer serpenyőjében levő víz felszínéről történő potenciális párolgás mértékét adják meg. Azonban a kisméretű edényből történő párolgást a levegő nedvességtartalma, az edényben levő víz hőmérséklete, a szél, vagyis a kör-

nyezet sokkal erősebben befolyásolják, mint amennyire ezek a hatások a *PE*-nél a középhőmérsékletben figyelembe vehetők. *TE*-nek vettük a napi víz-mérleg tényezői közül a talajnedvességben napról napra bekövetkező változást, amely a talajban levő vízkészlet csökkenésével arányosan a potenciálistól eltérő lesz. Azokon a napokon, amikor csapadékhullás következében a talaj nedvességekészletében a változás 0 vagy pozitív volt, a *TE*-t a *PE*-vel azonosnak vettük.

Az összehasonlítás első lépéseként az 1952 júliusi időszakot vizsgáltuk meg, mégpedig a három tényező (*PE*, *TE*, *W*) napról-napra bekövetkező változását (1. ábra). Ez a hónap szélsőségesen száraz és meleg volt; a 48 mm-es



A mért és számított napi párolgás és evapotranspiráció Martonvásáron (1952. VII. 1—31.)

a *W*, a *PE* a *TE* naponkénti értékeit (1. ábra) összehasonlítjuk, látjuk, hogy egy ilyen meleg, csapadékszegény periódusban a telítési hiány és a szélesebesség változásai szinte meghatározzák a *PE* és a *W* menetét, de a *W* sokkal érzékenyebb a két elem valamelyikében, különösen a telítési hiányban bekövetkező erősebb változásokra.

Figyelemre méltó, hogy annak ellenére, hogy sem a telítési hiány, sem a szélesebesség közvetlenül nincs benne *Thorntwaite* empirikus úton nyert képletében, a *PE* érték tendenciában és abszolút értékben is, helyesen mutatja azokat a szélső értékeket, amelyeket a párolgási folyamatra ugyan ható, de hatásukban számszerűen nehezen megfogható két tényező: a telítési hiány és a szélesebesség idéz elő. Igazolja ez *Thorntwaite* azon feltételezését, hogy a *PE* meghatározásánál a középhőmérsékleten és naphosszon kívül a párolgás folyamatára ható többi tényező elhanyagolható.

Vizsgálatunk további részében a három tényezőnek, a *PE*, *TE* és a *W* évi változékonyságát Martonvásáron a talaj nedvességekészlete és a csapadék tükrében tanulmányoztuk. Bemutatására négy esztendő t választottunk ki, a csapadéknak az 50 évi normáltól számított eltérése alapján. A kiválasztott évek csapadék- és hőmérsékleti anomáliáit az 1. táblázatban találjuk meg. A táblázat alapján az 1951-es év tenyészidőszakát csapadékosnak, 1952-ét száraznak, 1954-ét normálisnak, 1958-ét egyenlőtlen csapadékeloszlásúnak

I. TÁBLÁZAT

Csapadék-anomáliák (Δ mm):

Év	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1951	-16	+14	+54	+3	+14	+29
1952	-30	+15	-26	-44	+19	+11
1954	-3	0	+20	+5	-16	+1
1958	-22	-52	+102	+25	-16	-30

Hőmérséklet-anomáliák (Δ °C):

1951	+1,0	+0,2	+1,0	+0,7	+2,1	+1,7
1952	+4,1	-0,7	+0,7	+3,0	+3,5	-1,3
1954	-2,1	-0,2	+2,1	-1,7	+0,6	+1,9
1958	-1,9	+4,4	-0,7	+0,8	+0,8	+0,9

vettük. A kiválasztott évek tenyészidőszakára vonatkozóan a *PE*, a *TE*, a *W* és a csapadék (*Cs*) összegét a *II. táblázatban* láthatjuk. Ezenkívül feltüntettük a táblázatban az egyes évek tenyészidőszakában előfordult csapadékos napok számát (*Csn*), a talaj nedvességtartalmát az időszak kezdetén (*Tn*), és az 50 évi átlagok alapján számított összegeket is (\bar{E}_{50}).

II. TÁBLÁZAT

Év	<i>PE</i>	<i>W</i>	<i>TE</i>	<i>Cs</i>	<i>Csn</i>	<i>Tn</i> (1 m-es rétegben)
1951	630	542	476	403	57	260
1952	670	763	424	252	53	256
1954	608	612	410	313	68	200
1958	625	532	446	313	52	260
\bar{E}_{50}	602	—	477	306	—	—

A táblázatban szereplő értékekből is látható, hogy a *W* értéke a csapadékkal fordított kapcsolatban van. Ugyanezt a következtetést találjuk meg a lefolyásból számított párolgásösszeg és a Wild-műszer adataiból nyert párolgásösszeg összehasonlításánál is [6]. 1951-ben a csapadék 97 mm-rel meghaladta az 50 évi átlagból számított csapadékösszeget, ennek megfelelően a *W* értéke jóval kisebb volt, mint a *PE*. A *TE* értéke a négy év közül ebben az évben volt a legmagasabb, amit viszont a bőséges csapadékkal és a tenyészidőszak minden hónapjának pozitív hőmérsékleti anomáliájával magyarázhatunk. 1952 nagyon száraz tenyészidőszakában a *W* értéke 93 mm-rel messze meghaladta a *PE*-t, pedig május és szeptember kivételével minden hónap pozitív hőmérsékleti anomáliájú volt, és ismeretes, hogy még a *Thornthwaite*-módszerrel számított *PE* is kissé magas értékeket mutat nyáron. Itt ismét figyelembe kell vennünk, hogy a *PE* növényzettel borított talajfelszín párolgására vonatkozik, a *W* pedig szabad vízfelszínre. 1954 közel normál csapadékeloszlású és inkább negatív hőmérsékleti anomáliájú hónapokból álló tenyészidőszakában a *PE* és a *W* csaknem azonos értéket mutatott. A *TE* értéke ekkor volt a legkisebb (410 mm), ami abból származott, hogy 1954 áprilisában, a tenyészidőszak kezdetén a talajból a vízkapacitásnyi nedvességrek 23%-a már elfogyott. 1958 tenyészidőszakában a csapadék szintén átlag körüli volt, 313 mm, ugyanannyi, mint 1954-ben mégis a *W* értéke 93 mm-rel kevesebb volt, mint a *PE*. A vizsgált anyagból megállapítható, hogy számottevőbb csapadékkal rendelkező napokon a *W* értéke igen kicsiny vagy 0 volt. Ugyanakkora csapadékmennyiség 1954-ben 68, 1958-ban pedig 52 nap alatt hullott le. 1958-ban a *W* értéke nagymértékben csökkent, a *PE* értékében viszont a két év között csak 17 mm különbség volt, ami bizonyítja, hogy a *W* értékét nagymértékben befolyásolja a csapadék egyenlőtlen eloszlása is.

Munkánk további részében korrelációt számítottunk az 1958-as év tenyészidőszakának minden hónapjára a PE és W és a TE és W között. A korrelációs együttható értékei a következők voltak :

	1958 IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
R_{PE-W}	0,59	0,73	0,67	0,41	0,28	0,54
R_{TE-W}	0,64	0,65	-0,01	0,19	-0,05	0,33

Ezenkívül az 1958-as év tenyészidőszakának minden napját a felhőzet és a szél alapján besoroltuk hat időjárási helyzetbe a következőképpen :

1. Derült, csendes	Felhőzet : $\leq 2/10$	Szél : ≤ 3 m/sec
2. Derült, szeles	Felhőzet : $\leq 2/10$	Szél : ≥ 3 m/sec
3. Felhős, csendes	Felhőzet : $> 2/10 \leq 8/10$	Szél : ≤ 3 m/sec
4. Felhős, szeles	Felhőzet : $> 2/10 \leq 8/10$	Szél : ≥ 3 m/sec
5. Borult, csendes	Felhőzet : $> 8/10$	Szél : ≤ 3 m/sec
6. Borult, szeles	Felhőzet : $> 8/10$	Szél : ≥ 3 m/sec

és korrelációt számítottunk a PE és W és a TE és W között, mely a különböző időjárási helyzetekben a következő értékeket mutatta :

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
R_{PE-W}	0,64	0,65	0,53	0,36	0,64	0,20
R_{TE-W}	0,46	0,33	0,40	0,27	0,36	0,20

A korrelációs tényezők táblázatában reális korrelációt csak a dőltbetűs számok jelentenek. Tehát, mint a tapasztalat is mutatta, nincs szoros összefüggés a PE és a W , és még kevésbé van a TE és a W között. Az egyes időjárási helyzetekre számított korrelációs együtthatóknál láthatjuk, hogy csak a 3 m/sec-nál kisebb szélesebbségeknél fordult elő reális korreláció a tényleges, illetve a potenciális és a Wild-műszer által mutatott párolgás között, ami ismét bizonyítja, hogy a kisméretű edényből történő párolgást túlságosan befolyásolja a szélesebbség.

Végeredményben vizsgálatunk alapján a következőket állapíthatjuk meg :

1. A PE *Thorntwaite* módszere szerinti meghatározása, mint már a napi vízmérleg kiszámításánál is bebizonyosodott, *jó eredményt ad*. Jelen vizsgálatunkban az évi változékonyság alapján is módunkban volt megállapítani, hogy a PE reálisabban adja meg valamely területre a lehetséges párolgást, mint a W .

2. A Wild-műszer párolgásadatainak segítségével sem a tényleges, sem a potenciális evapotranspiráció nem adható meg. Más vizsgálatok szerint a műszer — kis méreténél fogva — a szabad vízfelszín párolgására sem ad jellemző adatokat [1, 4].

3. A tényleges evapotranspirációnak egy időszakra, pl. a tenyészidőszakra számított összegénél meghatározó szerepe van az időszak kezdetén fennálló talajnedvességtartalomnak. (Vizsgálatunkban az 1 m-es fedőréteg nedvesség-készletét vettük figyelembe.)

IRODALOM

- [1] *Dési F.* : Néhány megjegyzés egy klimatológiai tételhez. *Időjárás*, 42. évf., 1938. 126—127. old.
- [2] *Berkes Z.* : A Kárpát-medence vízháztartása. *Időjárás*, 50. évf., 1946. 5—13. old.
- [3] *Bacsó N.* : A szabad vízfelszín párolgása. *Időjárás*, 54. évf., 1950. 272—277. old.
- [4] *Subrahmanyam, V. P.* : Pan evaporation and potential evaporation. *Indian Journal of Met. Geophys.*, Vol. 10., 1959. No. 1.
- [5] *Sz. Lőrincz A.* : A talajnedvesség-tartalom napi értékeinek meghatározása éghajlati adatok alapján. *Időjárás*, 63. évf., 1959. 7—18. old.
- [6] *Berkes Z.* : Szabad vízfelületek és a talaj párolgásának viszonya. *Időjárás*, 53. évf., 1949. 363—366. old.

A magyar meteorológia időszerű kérdései és nemzetközi vonatkozásai

A Magyar Meteorológiai Társaság 1959. december 17-én tartott XXXII. közgyűlésének
elnöki megnyitója

„Tisztelt Közgyűlés!

Bizonyára ismeretesek a gazdasági feladatainkról és a második öt éves tervről szóló irányelvek, amelyek — többek között — a kutatómunka összpontosítását és a nemzetközi szakosítás előnyeinek szem előtt tartását hangsúlyozzák. Logikus, helyes cél ez, mert mind hazai viszonylatban, mind pedig a szocialista táboron belül az egységesen meghatározott, fő feladatok megoldására tömöríti kutatóink erőit. Az MSZMP VII. kongresszusán Kádár elvtárs, de Fock elvtárs is, referátumában nyomatékosan utalt a kutatómunka jobb megszervezésére, a témák ésszerű, gazdaságos megválasztására, a fedések elkerülésére.

Megnyitóm e problémakörben kíván néhány gondolatot fölvetni és egy-két javaslatot felvázolni. Lássuk előbb, hogyan állunk a kutatómunka összpontosítása és a nemzetközi szakosítás előnyeinek felhasználása terén?

Elsősorban, úgy vélem, a meteorológia területén végzendő ún. alapkutatási feladatainkat kell tisztáznunk, és ezzel kapcsolatban különös jelentőséget kell tulajdonítanunk a fizikai, biológiai és matematikai alapkutatásoknak. A korszerű szemléletmód pl. nem vitathatja, hogy a hidrodinamika törvényeit egyre szélesbedő területen kell alkalmaznunk. A hidrodinamika már régóta nem pusztán öncélú gerince a dinamikus meteorológiának, hanem bázisa ma már — a szinoptikán és aerológián túlmenően — jóformán valamennyi meteorológiai diszciplinának, így pl. a klimatológiának is. S ha a biológiai alapkutatásoktól joggal várjuk az orvostudományi és mezőgazdaságtudományi kutatások fellendülését, akkor mindezekkel szoros összefüggésben remélhetjük bio- és agrometeorológiai kutatásaink előrehaladását. Nyilvánvaló, hogy a munkával, üdüléssel s itt kapcsolatos egészségügy terén ezeknek nyomán nyújthat jobbat és többet az orvometeorológia is.

A matematika jelentőségét, azt hiszem, nem kell különösebb hangsúllyal bizonygatnunk. Vajon, ha az alapkutatások színvonala szempontjából vizsgáljuk e kérdést, nélkülözhetjük-e az analízis, a matematikai statisztika legkorszerűbb módszereit? Erre a kérdésre csak egyértelmű nimmel válaszolhatunk, hozzáfűzve még azt a megjegyzésünket, hogy — a dolog természetéből folyóan és nem utolsó sorban — a matematikai módszerek alkalmazásának kérdései állanak érdeklődésünk előterében.

Azt is meg kell értenünk, hogy az összpontosítás elvének alkalmazása, a gyakorlat, a termelés távlati feladatainak számbavétele egyáltalán nem jelent szűk praktícizmust, még akkor sem, ha mindezeket az alapkutatás fő irányvonalainak kijelölésekor is figyelembe vesszük. Nem mondjuk ok nélkül, hogy a ma tudománya a holnap technikája, s ha ez valóban így van, okvetlenül helyeselnünk kell azt a nézőpontot, amely nagyvonalúan, de egyúttal reálisan, teret biztosít a jelenben még közvetlen gazdasági hasznot nem nyújtó tudományos munkának is. Ennek a nézőpontnak gazdaságos volta sem vonható kétségbe.

Az alapkutatások mellett hatalmas jelentősége van annak a kutatómunkának, amely közvetlen úton elégíti ki az ipar és mezőgazdaság igényeit.

Nincs szükség különösebb érvekre annak bizonyítására, hogy az ilyen típusú kutatómunka éppen a népgazdaság számára hajt közvetlen hasznot, s azt is tudjuk, hogy a meteorológus napi munkájában bőven akad ilyesfajta probléma. Az elmúlt év folyamán nem véletlenül vetődött fel a Magyar Meteorológiai Társaság egyik ülésén a műszaki meteorológia művelésének kérdése, az arra való törekvés, hogy az ipar fölvetette gyakorlati meteorológiai problémákkal való foglalkozást, azok megoldását — a Társaságon belül is — szervezettebb formában biztosítsuk. Agrometeorológiai Szakosztályunk már évek óta működik, s tevékenységére jellemző, hogy mindenkor szívügyének tekintette a mezőgazdasági termelés hatékonyságát szolgáló agrometeorológiai eredményeknek szélesebb körben való publikálását. Tartalmilag azonos szándék vezérli az Orvosmeteorológiai Szakosztály munkáját.

Bevezetőkben megemlítettük, hogy a tudományos munka jobb megszervezése ma már a nemzetközi szakosítás előnyeinek felhasználását is megkívánja. Meg kell állapítanunk, hogy a témaválasztás és a szocialista táboron belüli együttműködés a kutató munka terén is egyre konkrétábbá válik. Az akadémiák között folyó tárgyalások eredményei, a megkötött egyezmények kétségkívül erről tanúskodnak.

Saját szakterületünkön is már több irányból megindult e folyamat. Ez év októberében pl. az Országos Meteorológiai Intézet képviselőjében részt vettünk Szmolenicén egy olyan meteorológiai konferencián, amely a Kárpát-térség meteorológiai hatásának vizsgálatát tűzte napirendjére. A Szlovák Tudományos Akadémiának e dícséretreméltó kezdeményezése méltán talált lelkes visszhangra a Szmolenice-i konferencián résztvevő delegációk sorában, s a konferencia tanulságait összefoglaló jegyzőkönyv nemcsak a közös erővel vizsgálendő témákat tartalmazza, hanem kijelöli a következő, s ugyancsak a Kárpát-térség meteorológiai hatásaival foglalkozó konferencia színhelyét, Budapestet.

Mindezek a jelek arra intenek, hogy a kölcsönös megtermékenyítésnek és közös munkának ezt az útját a jövőben még szélesebbre kell tárnunk, tudatosan arra törekedve, hogy egyre szorosabb formában fejlesszük tovább — a szocialista táboron belül — a kutatómunka színvonalát. Nemzetközi alapokon létesített kutatóintézetekre gondolunk, olyanokra, amelyekben a szocialista tábor kutatói számára az együttműködés a mindennapi munkában is valósággá válna.

A jobb nemzetközi koordináció természetesen javítja a hazai tematikát, de fölveti annak szükségességét is, hogy otthon a kutatómunka megszervezésében igényesebbek legyünk, mert az elmélyülő nemzetközi együttműködés egyúttal növekvő felelősséget jelent, e fogalom legmélyebb értelmében: valóban hazafias helytállást a szocialista tudomány internacionalista frontján.

Úgy vélem, a jövőben a Magyar Meteorológiai Társaságnak is ezen a mesgyén kell járnia, s e gondolatok jegyében nyitom meg a Magyar Meteorológiai Társaság XXXII. közgyűlését!"

Kísérleti előrejelzések Fjörtoft barotróp módszerével

A légkör divergenciamentes szintjére kidolgozott barotróp nyomáselőrejelzési módszerek közül világviszonylatban a legelterjedtebb R. Fjörtoft 1952-ben nyilvánosságra hozott eljárása [1]. A módszer a barotróp modellvizsgálatok azon elvén alapszik, amely szerint termikusan inaktív, sűrűdásmentes légkörben az η abszolút örvénység konzervatív mennyiség, azaz a rotációs mező egy pontjában a lokális változást a

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\mathbf{v} \nabla \eta$$

barotróp vorticity-egyenlet írja le. Egyenletünkben t az időt, \mathbf{v} a kétdimenziós sebességvektort, ∇ pedig a horizontális nabla-operátort jelöli. Alkalmasan megválasztott átviteli mezőben az egyenlet 24 órás időtartamra egy időléposóben integrálható, amiből a megfelelő geopotenciálváltozás közvetlenül kiszámítható. Az átviteli mezőt Fjörtoft a 670 km-es ráctávolsággal simítot kiindulási geopotenciálmezőből szerkeszti meg. Az ilyen ráctávolsággal alkalmazott simítási operátor ugyanis ki-

szűri a nyomásmezőből a leggyorsabban változó hullámhossz-összetevőket, és ezzel biztosítja az átviteli mező nagyfokú állandóságát a numerikus integráció során.

Fjörtoft módszerével az 500 mb-os abszolút topográfia hat 24 órás előrejelzését készítettük el az 1958. május 26–31 közötti időszakra a 00 GMT-s rádiószonda-mérések adatai alapján. A vorticity-egyenlet integrálását párhuzamosan mind *numerikus*, mind pedig *grafikus* módon elvégeztük. E munka során egy elvi probléma merült fel. Fjörtoft ugyanis a Coriolis-paraméter és a földfelszín leképezéséből eredő méretaránytorzulás hatását tartalmazó ún. $J(\varphi)$ -függvényt sztereografikus síkvetületre szatórozta meg, a magyar szinoptikus szolgálat ellenben Lambert-féle szögterület kúpvetületet alkalmaz. E kérdés megoldásával egy korábbi tanulmány már foglalkozott [2].

A prognózis-tartományt és a numerikus integrációnál alkalmazott rácsmátrixot egész Európára kiterjesztettük. Az előrejelzések beválási karakterisztikáit *táblázatunkban* mutatjuk be.

Az 1958. V. 26–31. közötti időszak előrejelzéseinek verifikációs karakterisztikái

Integráció módja	σ_x	σ_y	ε	K	r	Beválás (%)		c_m	v_m
						≤ 40	≤ 60		
numerikus	37	53	45	0,86	0,529 $\pm 0,031$	69,7	86,5	35	41
grafikus	29	53	43	0,82	0,611 $\pm 0,027$	70,7	89,3	33	41

A táblázatban szereplő szimbólumok jelentése a következő:

σ_x az előrejelzett geopotenciálváltozás szórása,

σ_y a bekövetkezett geopotenciálváltozás szórása,

ε az előrejelzési hiba szórása,

$$K = \frac{\varepsilon}{\sigma_y},$$

r az előrejelzett és a bekövetkezett geopotenciálváltozás közötti korrelációs koefficiens,

c_m a közepes előrejelzési hiba,

v_m a mező közepes változékonysága.

Az adatokat geopotenciális méterben tüntettük fel.

A táblázat adatait szemlélve meg kell állapítanunk, hogy az általunk készített

előrejelzések beválása rosszabb, ha ezeket a hasonló tárgyú külföldi publikációk eredményeivel hasonlítjuk össze. Ennek az a magyarázata, hogy a barotróp előrejelzési módszerek vizsgálatánál általában ügyelnek arra, hogy a kiválasztott kísérleti időszakban az *advektiv* folyamatok domináljanak. A mi kísérleti időszakunk — amilyenre *Bulejev* előrejelzési módszerével is már számos vizsgálatot végrehajtottunk — ennek a feltételnek távolról sem felel meg. Erre az időintervallumra ugyanis több, a baroklin folyamatokkal összefüggő számítást is végzünk, ami megköveteli, hogy az időszakon belül lényeges *dinamikus* átalakulások is végbemenjenek, — s éppen ezek hatása tükröződik a viszonylag alacsony korrelációs értékekben.

Összehasonlítva a beválásokat a *Bulejev*-módszerrel végzett előrejelzések eredmé-

nyességével [3], a korrelációs együtthatóiban mintegy 0,1-es, a beválási százalékban pedig kb. 10%-os növekedést találunk *Fjörtoft* eljárásának javára. Ezt a minőségi javulást elsősorban két ok magyarázza: egyrészt *Fjörtoft* igyekszik számításba venni az átviteli mezőnek a prognózis intervallumon belüli változását, — míg ezt *Bulejev* módszerénél elhanyagoltuk, másrészt a vorticity-egyenletben szereplő Coriolis-tagból eredő meridionalitási hatást is egzaktabb módon építi be a modellbe. Számításba jöhetnek e kérdéssel kapcsolatban természetesen más körülmények is, így többek között a méretaránytorzulásból és az eltérő rácsávolság alkalmazásából származó eltérések, ezek azonban az előzetes vizsgálatok szerint nem játszanak olyan döntő szerepet, mint a fenti kettő.

Figyelemreméltó a táblázatban a barotróp örvényességi egyenlet grafikus integrációjának előnye a numerikus integrálás szemben. A grafikus módszer alkalmazása esetén ugyanis az analizált térkép minden pontja azonos súllyal jön számításba az előrejelzésnél, míg a numerikus integrációnál a rácspontok esetleges szerencsétlen elhelyezkedése nagymérték-

ben módosíthatja az eredményeket. Van ezenfelül a grafikus módszerek több más előnye is. Pontosabb például, mivel a számítás során nincsenek kerekítések. Az izohipszák természetes konfigurációi jönnek számításba, nem lép fel interpolációs hiba sem, s emellett (gyakorlott személyzettel) gyorsabb is, minthogy közvetlenül szolgáltatja a keresett mennyiségek izovonalait.

A grafikus integráció ezen előnyeitől vezérelve, megkíséreltünk néhány *Bulejev* előrejelzést is grafikusan végrehajtani. Itt számottevő és egyértelmű javulást nem tapasztaltunk, amiből arra következtethetünk, hogy a *Fjörtoft*-módszer eredményességét nem az integráció módjában, hanem az említett két okban: az *átviteli mező változásának*, és a *meridionalitás hatásának* figyelembevételében kell keresnünk.

IRODALOM

- [1] *Fjörtoft, R.*: On a Numerical Method of Integrating Barotropic Vorticity Equation. *Tellus*, 4. 3. 1952. — [2] *Tánczer Tibor—Tóth Pál*: A $J(\varphi)$ függvény kiszámítása Lambert szögártó kúpvetületének közzelítő leképezésével. *Időjárás*, 63. 4. 1959. — [3] *Ambrózy Pál—Götz Gusztáv—Tánczer Tibor*: Az abszolút topográfiai numerikus előrejelzése *Bulejev* barotróp módszerével *Időjárás*, 63. 2. 1959.

Grigercsik Jenő (Kolozvár)*:

Észrevételek a nagy légkörzés elméletéhez

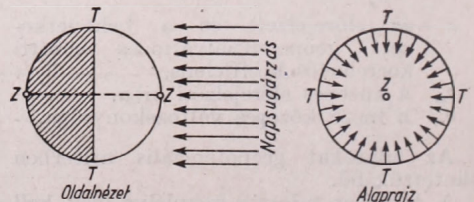
A földgömb nagy légkörzésének elmélete tudvaleg abból indul ki, hogy ennek oka az egyenlítő közelében uralkodó meleg és a sarkvidékeken kialakuló hideg. Emiatt a levegő az egyenlítő tájékán a magasba emelkedik s helyébe tódul a sarkok hideg levegője, míg a felemelkedett levegő visszatér a sarkokra. Ez az egyszerű, *meridionális* áramlás azonban, a ma uralkodó elmélet szerint „csak a nyugalomban levő, tengelye körül nem forgó Földön” jönne létre s a Föld forgása okozza, hogy a passzát nem észak-dél, hanem északkelet-délnyugat irányban fúj.

Ez az úgynevezett *Bjerknes—Bergeron*-féle elmélet annyira plauzibilis, hogy a legújabb időkig senki sem vonta kétségbe helyességét s ma is minden tankönyvben olvasható. A legmodrabb magaslégköri kutatások (rádiószonda, topográfia-térképek) azonban oly jelenségeket is tártak fel, melyek nem voltak összeegyeztethetők a sarkok felé haladó antipasszát létezésével (Flohn).

E sorok írója a következőkben szeretne reámutatni a kiindulásnál elkövetett s a jövőben feltétlenül kiküszöbölendő didaktikai hibákra, illetve egy új effektusra is.

* A cikk szerzője: *Grigercsik Jenő*, a kolozvári Bolyai-Egyetemen a kartográfia, meteorológia és klimatológia előadó tanára.

A nem forgó Földnek ugyanis nincs tengelye és nincsenek sarkai, tehát ezen meridionális áramlás nem jöhet létre, egyszerűen azért, mert nincsenek meridiánok. Ellenben létrejönne az 1. ábrán (könnyebb áttekinthetőség céljából csak az alsó lég- rétegre vonatkozólag) feltüntetett *zenitális* áramlás. A rajzban T a terminátort, Z a zenit, N pedig a nadirt jelenti. Az alsó légáramlás tehát a nadir felől a zenit felé, a felső áram pedig a zenittől a nadir felé halad. Természetesen nem jut el az összes levegő a Z-be illetve a N-be, hanem útközben melegekde (illetve hűlve) más az elméleti végpontok előtt parciális összefolyások történnek, ami azonban már részletkérdés s azért arra itt (célunk csupán a jelenségek lényegének a vizsgálása lévén), nem terjeszkedünk ki.



Az alsó légkör áramlása nem forgó Földön. Z = zenit, T = terminátor, N = nadir.

Látjuk tehát, hogy nem forgó Föld esetén a légkörszég egészen másként folynék le, mint ahogy azt eddig tanítottuk és feltétlenül szükséges, hogy ez a didaktikai hiba a jövőben kiküszöböltesse. Minthogy pedig a kiindulásról szolgáló helyzet lényegesen megváltozott, nyilvánvaló, hogy a Föld forgásának következményei sem lehetnek pontosan olyanok, mint azokat eddig elképzeltük.

A Föld forgásának kétféle hatása van a légkeringésre: egy mechanikai és egy hőmérsékleti. Az első azt okozza, hogy az egyenlítő felé haladó áramok kelet-nyugati eltérítő komponenset kapnak, a másik pedig azt, hogy a sarkokon mélyebb lesz a hőmérséklet, mint a terminátornak az egyenlítőhöz közelebb fekvő pontjain. E kettős hatás eredményét a nagy légkörszég *poláris* komponensének fogjuk nevezni.

A valóságos, reális légkörszég mármost a *zenitális* és a *poláris* komponens eredője hozza létre. Végelemzésben ez a forgási sebességtől és a forgástengelynek az ekliptika síkjára vonatkozó hajlásszögétől függ s így szabatos meghatározása bonyolult probléma, amelynek részletes megoldása a jövő feladata lenne.

Más égitesteken azonban a körülményektől függően a Földétől egészen eltérő légkörszég léphetnek fel. Így például, ha a Holdnak számbavehető légköre volna, a csekély forgási sebesség és a tengely csaknem kilencven fokos hajlásszöge miatt a zenitális rendszer uralkodna. Különösen

érdekes az Uranusz esete. Ennek a bolygónak a tengelye csaknem benne fekszik az ekliptikában s emiatt hol a zenitális, hol a poláris komponens hatása túlnyomó.

Összefoglalva az előadottakat látjuk, hogy két egymással ugyan szorosán összefüggő, de azért külön megfontolást igénylő dologról van szó. Az egyik annak a didaktikai hibának a kiküszöbölése, hogy a nem forgó Földnél tengelyről és sarkokról beszélünk, ami képtelenség s így a jövőben feltétlenül kerülendő. A másik, nem forgónak képzelt Földön (általában égitesten) fellépő légkörszég vizsgálatára vonatkozik s arra a módosulásra, amelyet ez a *zenitális* rendszer a forgó Földön (égitesten) szenved, amikor is létrejön a tengely s a két sarok s az ezeknek megfelelő *poláris* komponens. E két komponens hozza létre az eredő erőt, amely a tényleges légkörszég mozgatója. Ennek az összefüggésnek a részletes vizsgálata tudomásom szerint még nem indult meg, de a közölt, vázlatos fejtegetésekből is látható, hogy hálás feladat volna, amely nemcsak a meteorológusokat érdekelné, hanem a csillagászokat is (kozmiikus meteorológia).

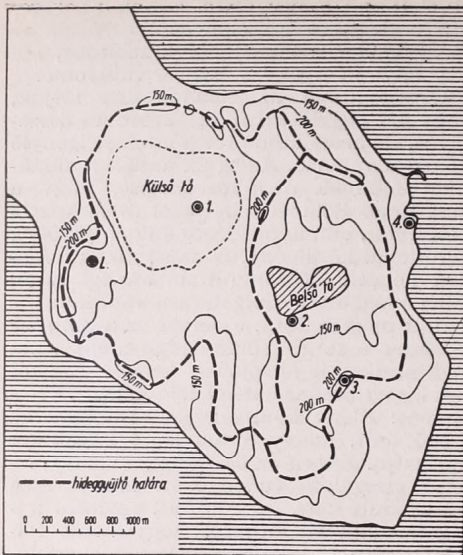
(Megjegyzés: *Minthogy a Föld forgási sebessége az egyenlítőn 465 m/mp, ezért a zenitális áramrendszer Földünkön nem alakulhat ki teljes erősségében. Ehhez ui. hangsebességnél sebesebb áramlásoknak kellene létrejönnie, amit nem észlelünk a valóságos légkörszégünkben. Így tehát az említett áramrendszer legfeljebb mint gyenge módosító tényező jöhet szóba. A Szerkesztőség.)*

Péczy György:

Adatok a tihanyi Külső-tó hőmérsékletéhez

Ismeretes, hogy a hőmérséklet alakulása csendes sugárzási időjárásban a levegő hőkészletén kívül teljes mértékben a földfelszín anyagi és alaki tényezőinek függvénye, s nem homogén felszín esetén közeli helyek hőmérsékletében is számottevő különbségeket találunk. A földfelszín különbségeinek hatása főleg éjszaka a kisugárzás időszakában mutatható ki, mert ekkor hiányoznak a talajközeli légréteg termikus eredetű függőleges keverőmozgásai, melyek nappal folyamán tompítják, sőt gyakran teljesen elmosás a hőmérséklet helyi különbségeit. Alábbiakban a Tihany térségében 1959 júniusában és szeptemberében a Balaton-kutatási program keretében végzett észlelések alapján rámutatunk a tihanyi Külső-tó területének sajátos hőmérsékletére, összehasonlítva azt különböző időjárási helyzetekben Tihany néhány jellegzetes pontjának hőmérsékletével, s az országos hőmérsékleteloszlással.

A tihanyi Külső-tó a félsziget északnyugati részén elterülő 1 km² nagyságú kiszáritott tófenék, amely csaknem teljesen zárt, csupán északnyugat felé van keskeny lefolyása a tihanyi nyak irányába. A tófenék egyenletesen sima, tengerszintfölötti magassága 115 méter, túlnyomórészt kasszáló, csak kisebb darabja áll művelés alatt. A terület a félsziget belső részének legmélyebb része, ezért hidegtárolóként működik, összegyűjtve a félsziget nagy részéről sugárzási éjszakákon át a lejtőkön lehűlő s vízfolyáshoz hasonlóan a mélyebb területek felé húzódo hideg levegőt. A másik hidegtároló a Belső-tó medencéje, amely a félsziget keleti felének lejtőiről gyűjti össze a hideg levegőt. Ábránkon feltüntetjük a Külső- és Belső-tó medencéjének „hideggyűjtő” területét, melyeknek hozzávetőleges határát részletes szintvonalas térkép segítségével szerkesztettük meg. Térképvázlatunk alapján megállapít-



Tihany félsziget vázlatos térképe
 Állomások: 1. Külső tó, 2. Belső tó, 3. Hármashegy,
 4. Biológiai Intézet, L. Levendulás

hatjuk, hogy a Külső-tó medencéjének hideggyújtó területe hozzávetőleg 4,2 km²,

míg a Belső-tóé csak 2,6 km², az előzőnek kb. kétharmada. A félsziget többi részéről a Balaton felé folyik le a hideg levegő.

Vizsgálatunkhoz normál felállítású hőmérőházikóban észlelt minimum és maximum hőmérsékleteket használtunk fel. A hőmérséklet szélső értékei a június 3–27, továbbá a szeptember 12–26. közötti időszakból állottak rendelkezésünkre. A meteorológiai feljegyzések alapján mindkét időszakból meghatároztuk a derült sugárzási, valamint a borús szeles időjárás típusok dátumait, s anyagunkat e típusok szerint rendeztük. A következő pontokon végzett hőmérséklet megfigyeléseket dolgoztuk fel: 1. Külső-tó (115 m), 2. Belső-tó (130 m), 3. Hármashegy (211 m), 4. Biológiai Intézet (107 m). Az állomásokat térképvezetékünk tünteti föl.

Az I. táblázatban közöljük a derült éjszakákon mért minimumhőmérsékleteket a felsorolt négy állomásról, ezenkívül a Balaton vízének 7 órákor mért hőmérsékletét, a minimumhőmérséklet 28 állomás alapján számított országos átlagát, a makroszinoptikus helyzeteket, valamint a troposzféra alsó felének hőképzését jellemző 500/1000 mb-s relatív geopotenciáldekaméterben kifejezett értékét a budapesti hajnali 1 órásrádiószonda felszállás alapján.

I. táblázat

Minimumhőmérséklet derült sugárzási éjszakán

Dátum	1	2	3	3	Vizhőm.	Orsz. átlag	makroszin. típus	rel. geopot.
VI. 4–5	8,0	8,9	10,5	11,0	16,2	7,3	mCc—An	551—542
5–6	4,1	9,4	13,0	12,0	18,6	10,1	An	557
6–7	7,2	12,0	17,2	14,2	20,3	11,7	An	553
7–8	11,4	15,7	16,9	15,5	17,2	12,8	Ae	558
8–9	9,5	13,5	17,0	16,2	18,5	13,2	Aw	564
23–24	13,6	16,2	16,9	17,6	21,8	12,4	AF—AF	561—559
24–25	8,6	12,4	14,2	15,0	21,9	10,2	AF	558
átlag	8,9	12,6	15,1	14,5	19,3	11,1		
IX. 12–13	4,2	11,0	14,1	13,0	19,3	9,1	A—As	558—560
15–16	3,8	10,0	14,0	12,2	18,9	8,1	A—As	556—561
17–18	—1,9	4,8	9,5	7,0	17,7	3,0	C—AB	561—543
18–19	—3,4	4,4	9,4	7,6	17,2	1,3	A	551
19–20	—2,5	6,0	9,5	8,2	17,3	2,6	A	551
20–21	1,4	7,8	9,8	10,0	17,2	4,7	A	557
átlag	0,6	7,3	11,1	9,7	17,9	4,8		

II. táblázat

Minimumhőmérséklet átlaga borult szeles éjszakákon

Állomás	1	2	3	4	eset
Jún.	12,2	14,0	13,9	14,5	11
Szept.	12,6	13,8	13,0	14,3	5

Látható, hogy a Külső-tó hőmérséklete csupán 1–2 fokkal alacsonyabb, azonban ennek realitása statisztikailag nem bizo-

nyítható. Ezekben az esetekben túlyomórészt mCc (ciklonális hidegfronti helyzet), AB (anticiklon a Brit-szigetek fölött) és C (cikloncentrum Magyarország fölött) makroszinoptikus helyzetek voltak. A két csoport (sugárzási = An + AF + A, borult, szeles = mCc + AB + C) százalékban kifejezett relatív gyakorisága az egyes hónapokban 80 éves adatsor alapján a következő:

	1.	2.		1.	2.
Jan.	33	9	Júl.	31	19
Febr.	30	13	Aug.	34	15
Márc.	24	15	Szept.	38	12
Ápr.	23	15	Okt.	30	10
Máj.	33	16	Nov.	29	10
Jún.	30	21	Dec.	31	9

Látható, hogy a nagy hőmérsékletkülönbségeket létrehozó helyzetek legnagyobb gyakorisággal nyár végén és ősz elején jelentkeznek, míg a hőmérsékletkülönbségeket elmosó helyzetek nyár elején és közepén a leggyakoribbak.

Tekintsük át végül a derült sugárzási napok maximumhőmérsékletének átlagait feltüntető *III. táblázatot.*

III. táblázat

Maximumhőmérséklet átlaga derült sugárzási napokon

Állomás	1	2	3	4	eset
Jún.	24,9	24,2	23,8	24,6	8
Szept.	22,3	22,0	21,8	23,2	8

Megállapíthatjuk, hogy lényeges különbség nincsen az adatok között, derült sugárzási nappalokon a levegő átkeveredése a felsorolt állomásokon elmossa a helyi hatásokat. Ilyenkor feltehetően a délies lejtőkön érvényesül a felszín hatása, tekintve, hogy ott a talaj jobban felmelegszik. Ennek igazolására kiszámítottuk a levendulás területén 5–10 fokos déli lejtőn június folyamán működött állomásunk maximumhőmérsékletének átlagát a *III. táblázatban* szereplő 8 esetből, s azt kaptuk, hogy az átlagos maximum ezeken a napokon 25,8 fok, tehát 1–2 fokkal magasabb, mint a megvizsgált négy állomás. Nagy valószínűséggel állíthatjuk tehát, hogy a nyári félévben derült sugárzási időjárás esetén Tihany területén csak a délies lejtők magasabb hőmérséklete válik ki az aránylag egyöntetű hőmérsékleteloszlásból.

Összefoglalva vizsgálatunk eredményeit, megállapíthatjuk, hogy a tihanyi Külső-tó területének hőmérséklete sugárzási éjszakán élesen különbözik a felsziget területén kialakuló hőmérséklettől, aminek oka abban keresendő, hogy ez a rész gyűjti össze a felsziget lejtőin kialakuló hideglefolyások zömét.

Az *I. táblázat* alapján megállapíthatjuk, hogy derült sugárzási éjszakákon tetemes különbség mutatkozik a hőmérsékletben Tihany területén. A Külső-tó körzetében 6–10 fokkal alacsonyabb a minimum, mint a Balaton partján vagy a Hármashegy csúcán elhelyezett állomásokon, s még a Belső-tó is 4–6 fokkal melegebb mint a Külső-tó területe.

Érdekes eredményt kapunk, ha összehasonlítjuk a négy tihanyi állomás minimumhőmérsékletét az országos átlaggal. Jól látható, hogy a Külső-tó kivételével mindhárom állomás melegebb. Ennek oka nyilván a vízfelület mérséklő hatásában keresendő. Figyelemreméltó, hogy a Belső-tó medencéje korántsem olyan hideg, mint azt a hideggyűjtő terület nagysága alapján képzelnénk. Ennek oka részben az lehet, hogy a hideggyűjtő határa a Külső-tó felé mintegy 300 méteres szakaszon alig 5–10 méterrel magasabb csak mint a Belső-tó felszíne, s ez hidegátfolyást eredményezhet a Külső-tó medencéjébe, másrészt — tekintve, hogy állomásunk közvetlenül a Belső-tó partján állott — a tó vizének kisebb mérvű enyhíthatása is megnyilvánulhatott. A Külső-tó alacsony hőmérséklete teljesen elüt környezetétől. Az éjszakai lehűlés ezen a területen olyan erős, hogy méltán felkeltheti figyelmünket. Állomásunk azon kívül, hogy felszigeten fekszik, mindössze 1 km távolságban van a parttól. Ennek ellenére pl. szeptember 19-én hajnalban 2 m-es magasságban 21 fokkal volt hidegebb a vízfelszín hőmérsékleténél, s 11 fokkal hidegebb a vízparti állomásnál.

Megemlítjük még, hogy a szeptember 18–21 közötti anticiklonos sugárzási időszakban az ország 66 állomásának az Időjárási Napijelentésben közölt minimumhőmérséklete közül kiválasztva a legalacsonyabb értéket, rendre –1, –2, –2, 1 fokot találunk, tehát a Külső-tó területén mért minimumok ennél is alacsonyabbak! Ez a jelenség csakis az *erőteljes hidegössze-folyással* magyarázható, amely a meleg vízfelszín közvetlen közelségében is létrehozhat szélsőségesen hideg területet.

A felhőzet és szél megfigyelések alapján kiválasztott sugárzási éjszakák az esetek nagyobb részében *An* (anticiklon északon), *AF* (anticiklon Fennoskandinávia fölött) és *A* (anticiklon Magyarország fölött) makroszintoptikus helyzetekkel kapcsolatosak. E helyzetek többnyire hidegadvékcíóval járó szintoptikus típusokból alakultak ki, amint azt táblázatunktban az egyes sugárzási időszakok kezdetén megjelöltük, feltüntetve ott az előző nap típusát is (pl. *mC*, *C*, *AB* északias irányítású helyzetek). Jól látható ez a relatív geopotenciál értékekből is, ahol a június 5–9 és szeptember 18–21. sugárzási időszakot a troposzféra alsó részében erős lehűlés előzte meg, s a megnyugvó hideg levegőben azután alacsony hőmérsékletek alakulhattak ki a kisugárzás és hidegössze-folyás eredményeként.

Borult, szeles éjszakákon a hőmérsékleti különbségek jóformán teljesen eltűnnek, amint azt a *II. táblázat* adataiból megállapíthatjuk.

Az 1959. év csapadékának szélsőséges eloszlása

Hazánk szélsőségekre hajló éghajlata miatt szinte minden évben jelentkezik időjárásunkban valamilyen feltűnően kiugró anomália. Az 1959. év folyamán pl. a csapadék évszakos eloszlása volt rendkívüli. Igen száraz tavasz (febr.—ápr.) után a koranyári máj.—júl. időszak a Dunántúlon helyenként példátlan méretű felhőszakadásokban, árvizekben bővelkedett. A jelzett időszak csapadéka ott sok helyen a normálérték dupláját is meghaladta (pl. Farkasgyepű 578 mm, eltérés +336 mm). Ugyanekkor a Tiszántúl átlag alatt maradt a csapadék (Debrecen V—VII: -18 mm). Augusztustól kezdve ismét a szárazság vált uralkodóvá országszerte, úgy, hogy az VIII—X. időszak megint rekord szárazságot mutatott fel sokfelé. Igen érdekes módon éppen a nyár folyamán legesapadékosabb dunántúli területeken jelentkezett legerősebben a koraőszi szárazság (Farkasgyepű anomáliája -199 mm). A jelzett időszakban az átlag felénél csak kevés helyen esett több eső. Aug. közepe után komolyabb csapadékmennyiség csak szept. 26—27-én, illetve október utolsó napjaiban hullott. Az igazi őszi eső csak november és december első felébe érkezett meg.

Az őszi szárazságra jellemző, hogy szeptemberben 11 napon csapadék egyáltalában nem hullott az országban és 5 napon is legfeljebb nyomokat észleltek elszórtan. Októberben 13 teljesen száraz nap volt és 10, legfeljebb nyomot adó. Mondhatjuk tehát, hogy a 2 hónap folyamán 39 száraz nap fordult elő (már aug. folyamán is volt 6). *A koraőszi szárazság tehát, a dunántúli nyári csapadékbősséggel egyetemben rendki-*

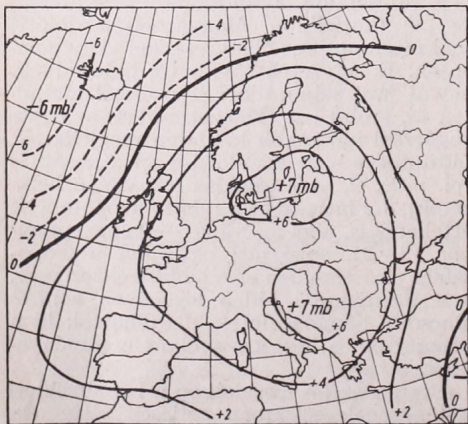
vülinek nevezhető. A tavaszi erős szárazságot is hozzávéve, ugyancsak rendkívüli a csapadék évszakos eloszlásának szélsőséges ingadozása a Dunántúlon. Ha a tavaszi (II—IV.) és koraőszi (VIII—X.) csapadékmennyiségeket közepeljük és a nyári (V—VII.) összegből kivonjuk, akkor a következő ingadozás-értékeket kapjuk :

Magyaróvár	276	(77) mm
Farkasgyepű	493	(88) mm
Nagykanizsa	270	(16) mm
Budapest	245	(40) mm
Kecskemét	139	(11) mm
Pécs	149	(33) mm
Miskolc	225	(70) mm
Debrecen	100	(48) mm
Szeged	137	(38) mm

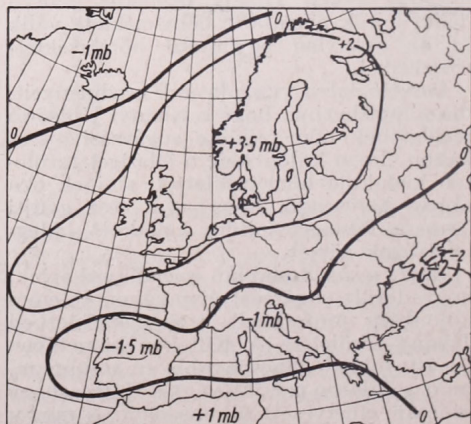
(Zárójelben az említett értékek átlagai találhatók.)

Amint láthatjuk az idej ingadozás-értékek a legtöbb helyen 100—200 mm-rel haladták meg a szokásosakat, de Farkasgyepű vidékén majd 500 mm-rel! Ehhez hasonló (normális) csapadékeloszlást csak a szubtrópusi szélességeken, pl. Mexikóban találunk.

Igen érdekes, hogy ez a jellegű csapadék-eloszlás csakis nálunk a Dunántúlon és Ausztriában jelentkezett. Németországban (különösen nyugaton) már az egész év rendkívül száraz volt, mert elmaradtak a nyári esők is. A febr.—okt. időszak csapadéka Nyugat-Németországban 166 mm-nyi hiánnyal zárult. Nálunk az 1958. XII—1959. XI. időszak csapadéka Farkasgyepűn közel 100 mm-es többletet mutat,



1. ábra. A légnyomás átlagos anomáliája 1959. II—IV. között.



2. ábra. A légnyomás átlagos anomáliája 1959. V—VII. között.

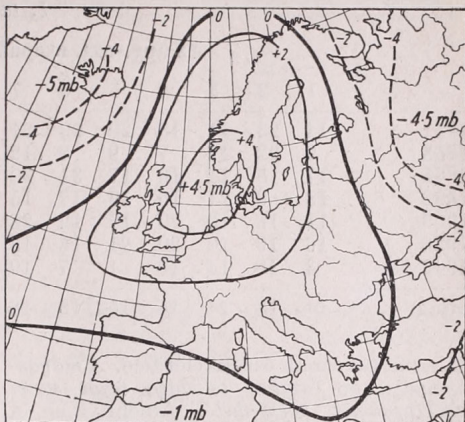
a Duna vonalán csak átlagos értékeket (Magyaróvár +8, Budapest -21, Pécs +5 mm). Komolyabb szárazság évi viszonylatban csakis a Tiszántúlon jelentkezett, ahol általában 75 mm-nyi volt a hiány, de Debrecen vidékén meghaladta a 160 mm-t is.

A csapadék eloszlása tehát mind térben, mind időben rendkívüli szélsőséges eloszlásá-
val tűnt ki az 1959. év folyamán.

Ha már most az okok után kutatunk, akkor mindenekeelőtt vázolniunk kell a makroszinoptikus helyzeteket. E célra elsősorban alkalmas a légnyomás anomáliáinak bemutatása. Az 1., 2. és 3. ábrán láthatjuk a jelzett 3 hónapös időszakok átlagos nyomás-anomáliáit. Mindhárom térképen Európa nagyrésze a nyomás többletével tűnik ki, vagyis ezen 9 hónapos időszak a magaslégnymású időjárási helyzetek túlsúlyával rendelkezett. Tavasszal és ősszel a pozitív anomália a Kárpát-medencére is kiterjeszkedett, de nyáron inkább a Földközi-tengeri ciklonos területhez kapcsolód-
tunk, ami indokolja nyári csapadékbőse-
günket is. Minden esetre igen fektűnő, hogy tőlünk északra állandóan magas volt a légnyomás. Azt mondhatjuk tehát, hogy a szubtrópusi magasnyomású év, amely normálisan a 35–40. é. szélességek között szokott elhelyezkedni, idén jóval északab-
bra, az 50–55. é. szélesség közé tolódott fel. Ez összhangban áll előbbi, a mexikói csa-
padék-típussal kapcsolatban tett meg-
jegyzésünkkel.

Érdemes lesz azonban kissé részleteseb-
ben is megvizsgálni, hogy miképpen he-
lyeződött át a magaslégnymás, illetve a
szárazság fölénk. Ugyanis Németország-
ban, Angliában augusztus, szeptember volt
a legszárazabb, nálunk pedig az október.
A 4. ábrán láthatjuk a legszárazabb (az
átlag 25%-án alul maradó) területek ván-
dorlását aug. és okt. között. Láthatjuk,
hogy a szárazság, északnyugatról délkelet
felé helyeződött át. (Egy második száraz-
sági góc a Baltikum és a Botteni-öböl
vidékén mozgott.)

Az 5. ábrán feltüntettük azon pozitív
nyomás-anomáliák mozgását, amelyek ál-
talában a grönlandi térségből indulva, kb.
4-4 hónapon át uralták Európa időjárását.
Az első ilyen góc 1958 decemberében sza-
kadott le Grönlandról és febr.–márciusban
az 55. é. szélességen tartózkodva, április-
ban északkeleten tűnt el. Ugyanekkor in-
dult a következő góc, megint Grönlandról
és ez július végén távozott északkeleten.
A 3. góc már Új-Foundlanról indult, július-
ban és ez hazánk fölé októberben érkezett,
majd novemberben kelet felé távozott.
A magasnyomású helyzeteket előidéző gó-
cok tehát a sarki térségből látszanak
eredni és nagyjából parabolikus pályán



3. ábra. A légnyomás átlagos anomáliája 1959. VIII–X. között.



4. ábra. A legszárazabb területek vándorlása 1959. VIII–X. között.



5. ábra. Nyomásgócok (mb) vándorlása 1958. XII.–1959. X. között.

I. táblázat

Az aug.-okt. csapadékösszege cm-ekben

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1841	14	23	11	18	20	23	21	13	14	22	24	27	11	9	11	11	6
1858	9	22	12	7	9	8	12	9	11	18	10	12	24	11	21	8	12
1875	17	15	11	16	17	31	30	31	19	26	16	10	25	15	22	9	9
1892	18	9	21	15	19	17	15	12	17	14	16	9	16	20	20	5	6
1909	11	18	16	20	17	19	28	15	9	27	11	11	9	22	12	9	14
1926	16	19	10	20	21	18	13	17	16	17	20	15	19	22	23	9	10
1943	4	18	14	10	1	7	10	17	15	21	10	9	45	9	9	9	3
átlag	14	18	14	15	15	18	18	16	14	21	15	13	21	15	17	9	9

haladva távoznak északkelet felé. A *magasnyomású öv északra tolódása tehát sarki effektusoknak köszönhető.* Amennyiben a magasnyomású öv északabbra helyeződését a normálnál jóval erősebb naptevékenység rovására óhajtuk írni, azt csakis a sarki térségből eredő hatások számlájára tehetjük. Ma még nincs módunkban részletesebben behatolni e kérdésbe, de annyi bizonyos, hogy egész légkörzésünk nagyméretű anomáliájáról van szó, amely az év egész időjárását befolyásolta Európaszerte.

Szólhatunk azonban néhány szót a csapadék néhány olyan periódusáról, amely a nyári csapadékbőséggel, illetve a koraőszi szárazsággal kapcsolatos. Négy állomásról ui. már 100 évnél hosszabb csapadéksorozattal rendelkezünk, amelyek alkalmasak a periódus-kutatásra. Elsősorban Budapest 119 éves sorozatában elemeztük meg a koraőszi és nyári csapadékösszegeket. Eredményként kaptuk, hogy az őszi csapadékokban legerősebben egy 17 évi periódicitás jelentkezik. Amplitudója 48 mm, a 155 mm-nyi 3 havi összeg mellett. A nyári csapadékokban ez a 17 évi szakaszosság nem jelentkezik, nagyon erős azonban egy 20 évi szakasz. Amplitudója 74 mm, a 192 mm-es összeg mellett. Az *I. táblázatban* láthatjuk, hogy a 17 évi szakasz milyen erősen jelentkezik.

Amint az átlag sorából, de az egyes sorokból is láthatjuk a 17 éves periódus minden szakaszban megvan. *A 16. és 17. oszlopban álló értékek mindegyike a normál alatt van,* sőt közülük 11 nem haladja meg a 100 mm-es (10 cm-es) összeget. A táblázat többi részében 100 mm alatti értéket csak keveset találunk. A legszárazabb kora-ész azonban 1947-ben volt (13 mm), ami egy ugyancsak kielemezhető 12 évi periódicitásba illik bele. A két egymásutáni legszárazabb ősz 1907-ben és 1908-ban azonban szépen beleillik a 17 periódusba. A 17 évi szakasz tehát a koraőszi csapadékban reálisnak tekinthető.

Hasonlóképpen reális a 20 évi periódus a nyári csapadékban. Ennek bemutatása

érdekében II. táblázatunk közli a 10-10 évi nyári csapadékatlagokat, ugyancsak Budapestről.

Amint láthatjuk, minden második érték magasabb az előtte állónál, bizonyítva a 20 évi szakasz realitását. A közepes amplitudó 40 mm-nek adódik. A periódus természetesen finomabb részletekben is követhető, itt azonban nincsen helyünk pontosabb részletezésre. Tekintettel arra, hogy a nyár és az ősz csapadéka két különböző hosszúságú periódust követ, érthető, hogy ezek csak hosszú idő (kb. 100 év) után kerülhetnek ismét fázisba.

II. táblázat

1841—50	196 mm
1851—60	219 mm
1861—70	152 mm
1871—80	217 mm
1881—90	186 mm
1891—00	212 mm
1901—10	184 mm
1911—20	198 mm
1921—30	175 mm
1931—40	227 mm
1941—50	157 mm
1951—59	215 mm

Ténylegesen hasonló erős amplitudójú évszakos eloszlást az 1850-es évek vége felé találunk. Budapest 1858-ban, Esztergom adatai szerint pedig az 1856-os év mutatott hasonlóan nedves nyarat és száraz tavaszt, illetve őszt. (Érdekes, hogy a németországi szárazság is éppen 1857-ben volt hasonlóan erős az ideihez.) Az említett másik 3 hosszúsorozatu állomás adatai a fent elmondottakat megerősítik és annyiban egészítik ki, hogy a 17 évi koraőszi szárazsági periódus inkább a Dunántúlon (Magyaróvár, Pécs) jelentkezik, Debrecenben viszont a 12 évi szakasz az erősebb. Ugyancsak a Dunántúlon erősebb a 20 évi nyári csapadékbőség periódusa is. Ezeknek a periódusoknak eredetéről egyelőre nem sokat mondhatunk. Legfeljebb annyit, hogy a naptevékenységben mindkét periódus kielemezhető.

SZESZTAY KÁROLY: A Duna vízjárásának előrejelzése. Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Tanulmányok és Kutatási Eredmények 6. szám. Budapest, 1959. 104 (A/4) oldal, 59 ábrával, 24 táblázattal és 26 melléklettel.

Az a céltudatos kutatómunka, amely a hidrológiai előrejelzések módszerének kidolgozása és alkalmazása érdekében közel egy évtizede indult meg hidrológusaink körében, figyelemre méltó állomáshoz érkezett e kiadvány megjelenésével. A szerzőnek *Lászlóffy Woldemár* elvi útmutatásával és közvetlen irányításával készített jelen módszertani tanulmánya a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetben az 1955–58-ban a Duna vízjárásának előrejelzésével kapcsolatban végzett kutatómunkája eredményeiről számol be.

A kiadvány első fejezetei a Pozsony és Mohács közötti, vagyis a teljes magyarországi Duna-szakaszra kidolgozott segédletek alapján részletesen tárgyalják az *árhullámok tetőzésének* a felsőbb vízmércéken észlelt vízállásokból, valamint a vízgyűjtőre hullott csapadék mennyiségéből történő előrejelzését. A továbbiakban a tanulmány a *naponkénti folyamatos előrejelzésre* mutat be minden részletében alaposan kidolgozott módszert, amellyel a magyarországi szakaszra 1–4 napos időelőnyű előrejelzések készülnek. Végül a hajózás számára szükséges *kisvízi előrejelzésekkel* foglalkozik a tanulmány, mely e részében az Alduna zuhatagos szakaszán való hajózásnak egyik legfontosabb, s a dunai hajózásban résztvevő valamennyi országot közvetlenül érdeklő kérdését tárgyalja.

Az előrejelzések az észlelt adatokból *grafikus kiegyenlítéssel* kielemezett összefüggéseken alapulnak. A szerző a *négy és több változót* tartalmazó összefüggéseket általában három, ill. kétváltozós kapcsolatra való felbontással oldja meg.

Külön érdeme a tanulmánynak, hogy a mérekapcsolatok példáján részletesen bemutatja azokat az eljárásokat, amelyekkel a statisztikai úton nyert összefüggések *fizikai és szerkesztéstechnikai határfelvételekkel* ellenőrizhetők, ill. javíthatók.

A mű bőséges adatanyaga és a számos *segédlet* lehetővé teszi, hogy a kiadvány anyagát a Dunával kapcsolatos más munkálatokhoz vagy más előrejelzési módszerek kipróbálásához is fel lehessen használni. A műszakilag kifogástalan, tetszetős kiállítás az *Állami Nyomda* dolgozóinak munkáját dicséri.

Kakas József

A. H. ЛЕБЕДЕВ: Европейская территория СССР. (A Szovjetunió európai területe). 366 (A/5) oldal, 82 ábra, 65 táblázat. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1958.

A leningrádi Geofizikai Obszervatórium és a Sarki Tudományos Kutató Intézet együttes munkájának eredményeként jelenik meg a Szovjetunió éghajlati monográfiája, amelyet hét kötetre terveznek: 1. A Szovjetunió európai területe, 2. Kaukázus, 3. Közép-Ázsia és Kazahsztán, 4. Nyugat-Szibéria, 5. Kelet-Szibéria, 6. Távolkeleti területek, Kamcsatka és Szahalin, 7. Sarkvidéki és egyéb területek éghajlata. Az éghajlati monográfia első köteteként jelent meg ez a könyv, amely a Szovjetunió hozzánk legközelebb eső területének éghajlatát írja le.

A sorozat első kötete három fő részből áll. Az első részben az éghajlatot létrehozó két legfontosabb tényezővel, a sugárzással és a cirkulációval foglalkozik a szerző. Különösen elmélyül a cirkuláció éghajlat-alakító hatásának tárgyalásában. Legkorszerűbb klasszifikációnak a *Vangenheim* által kidolgozott osztályozást tartja, aki a Szovjetunió európai területére három fő típust állapított meg: nyugati-, keleti-, és meridionális cirkulációt.

A második részben az egyes éghajlati elemek (hőmérséklet, nedvesség, szél, aszály, stb.) területi eloszlásával és a jelenség fellépésének gyakoriságával foglalkozik.

Az utolsó részben a természetes tájak és körzetek éghajlatát írja le a különböző évszakokban.

A könyvet hasznosan forgathatják mindazok, akik érdeklődnek a Szovjetunió európai területének éghajlata iránt. A magyar klimatológusok részéről két szempontból tarthat érdeklődésre számot a könyv: egyrészt metodikailag új a könyv szerkezetének fölépítése és a szinoptikus klimatológia eredményeinek felhasználása éghajlati monográfia megírásában, másrészt a 65 táblázat és a 82 ábra bőséges adatot szolgáltat egy velünk szomszédos terület éghajlatáról. A szerző 247 forrásmunka felsorolásával még külön segítséget nyújt annak is, aki jobban el akar mélyülni a Szovjetunió európai területének klimatológiai tanulmányozásában.

Antal Emánuel

BAUR, F. : Die Sommerniederschläge Mitteleuropas in der letzten 1½ Jahrhunderten und ihre Beziehungen zum Sonnenfleckenzyklus (Középeurópa nyári csapadékaival az utóbbi másfél évszázadban s összefüggésük a napfoltciklusokkal). Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig, 1959. 80 (A/5) oldal, 2 ábrával, 19 táblázattal.

Baur professzor ezen legújabb kis könyvének megírásakor kettős célt tűzött maga elé. Egyrészt hosszú nyári csapadék-sorozatokat kívánt a makroszinoptikus kutatás részére közrebocsátani, másrészt pedig a már korábban, a nyári csapadék mennyisége és a naptevékenység kapcsolatára kapott eredményeit óhajtotta biztosabbá tenni.

E célok elérése érdekében sikerült 10 állomásra vonatkozóan 1804 és 1956 között 153 éves sorozatokat egyneművé tennie és ezek közül ötét a függelékben in extenso közli is (De Bilt, Basel, Frankfurt, Prága és Varsó). 1901 és 56 között már 26 állomás adataival foglalkozik, amelyek között szerepel Budapest és Debrecen is. Az adatok alapján megállapítja, hogy Közép-Európa legszárazabb nyara az elmúlt, közel 160 év alatt az 1911-i volt (Bécs és Prága vidékén az 1904-es, Svájcban pedig az 1949. évi). A két legnedvesebb nyár az 1882. és 1956. években volt.

Felsorolja azokat a nyarakat is, amelyeken a csapadék eloszlásában erős nyugat-keleti, vagy észak-déli ellentét alakult ki (pl. 1918, 1949, 1917, illetve 1866, 1919, stb.).

A könyv második részében a naptevékenység és a nyári (középeurópai) csapadék kapcsolatával foglalkozik. Az egyesített csapadékanomáliákat a naptevékenység szerint rendezti, mégpedig a napfoltszámok szélsőértékei szerint.

Megállapítja, hogy a napfoltminimum és maximum előtti 2. év nyara az esetek nagyrésztében száraz, de ugyancsak száraz a napfoltmaximum és minimum utáni 2. év nyara is. A legutóbbi napfoltciklusban (1947–1957 között) ilyenek voltak az 1952. és 1955. év nyarai, illetve 1949 és 59, mert a napfoltminimum 1954-ben, a maximum 1947-ben és 1957-ben volt. Az úgynevezett „11 évi napfoltcikluson” belül tehát a nyári csapadéknak kettős (esetleg 3-as) hulláma alakul ki Közép-Európában, amit már *Hellmann* is megállapított és hazánk időjárásában is sikerült kimutatnunk. Baur professzor azonban leszögezi, hogy nem lehet szó az időjárás „11 évi periódusáról”, hiszen maga a naptevékenység sem követi azt, hanem arról van szó, hogy a naptevékenység megfelelő szakaszaihoz jól meghatározott makroszinoptikus helyzetek kapcsolódnak, de úgy, hogy az egymásután következő években élesen ellentétes is lehet pl. a csapadék anomáliája. Sajnos, ezt a megállapítást sokan úgy értelmezték, hogy ezáltal a naptevékenység és az időjárás kapcsolata is kétségesé válhat, ami nyilvánvaló tévedés és Baur professzor megállapításai is szöges ellentétben állana. Mint azt a jelenség valószínű értelmezése képes kifejti, éppen arról van szó, hogy a makroszinoptikus helyzetek, és így a csapadék is, a legszorosabb kapcsolatban áll a naptevékenység változásaival. Véleménye szerint az effektus a nap ultra-violet sugárzásában beálló változások rovására írható és makroszinoptikusan abban jelentkezik, hogy a sarki térség nyáron növekvő UV besugárzásának hatására a szubtrópusi magasnyomású öv északabbra húzódik, normális helyzetéhez képest és így Észak-Ánglia, illetve a Skandináv-térség felett pozitív nyomásanomália alakul ki a nyár folyamán. Ezt a tételt Edinburgh közel 200 éves légnyomás-sorozatának hasonló jellegű tárgyalásának segítségével bizonyítja be. (A napfoltmaximum, s minimum éve előtt 2 évvel ott magasabb a nyomás az átlagosnál, de magasabb az extrém értékek utáni 2. években is.)

A nyomásnövekedés mechanizmusát is vázolja, amely a legfelsőbb (ozonoszférikus) légrétegekben elnyelődött UV sugárzás hatására végbe megy. Baur professzor ezen legfrisebb műve tehát újabb és megalapozott bizonyítéka a naptevékenység és az időjárás közötti kapcsolat realitásának, legalábbis a nyár és az UV sugárzás változásainak vonatkozásában. Egyben a könyvecske tanúbizonyága annak is, hogy a hosszú, egynemű csapadék

(és egyéb-) sorozatok összeállítása és az úgynevezett „szekuláris” állomások észleléseinek biztosítása milyen nagy értéket képvisel a makroszintoptikus kutatás számára is.

Befejezésként csak még azt óhajtjuk megjegyezni, hogy bár hazánk nyári csapadéka is hasonlóan viselkedik, mint azt *Baur* professzor közép-európai viszonylatban megállapította, mégis jellegzetes különbségek is fellépnek a Földközi-tenger közelsége miatt, ezért szándékunkban áll a most tudomásul vett megállapítások alapján a hazai 100 éves homogén csapadéksorozataink hasonló jellegű vizsgálatát elvégezni.

Berkes Zoltán

ВВСЕЕВ, П. К. (szerk.): *Аэроклиматический справочник Северного Полушария (без СССР) I—IV.* (Az Északi Félgömb aeroklimatológiájának kézikönyve, a Szovjetunió nélkül.) A Szovjetunió Hidrometeorológiai Főigazgatósága Aeroklimatológiai Tudományos Kutató Intézetének kiadványa. I. k.: 374+246, II. k.: 306, III. k.: 438, IV. k.: 402 (17×26 cm) oldal, 1-1 térképpel. Hidrometeorológiai Kiadó, Moszkva, 1958.

A szabadlégtéri rádiószondás kutatások állomáshálózata a második világháború után mindenfelé jelentékenyen fejlődött, ami a tudományos kutatás céljain kívül a várható idő előrejelzése, főleg pedig a repüléssel kapcsolatos időjárási vizsgálat követelményeinek a kielégítése érdekében történt. A hálózat állomásainak egy része már hosszabb évsorozatnyi méréseket mutathatott fel és ezek száma is kielégítő volt ahhoz, hogy méréseik területi éghajlati vonatkozásban feldolgozhatók legyenek. Több állam végzett már ilyen természetű feldolgozásokat a helyenként nagyméretű adathalmazból, de a Szovjet Hidrometeorológiai Főigazgatóság Aeroklimatológiai Kutató Intézetéé az érdem, hogy az egész északi félgömbre vonatkozólag — saját államuk nélkül — egységes elvek szerint gyűjtötte, rendezte és bizonyos módon feldolgozta a méréseket.

A feldolgozásra került anyag 1950. január 1-től 1956. június 30-ig végzett méréseket öleli fel. Az északi félgömböt 6 körzetre osztották. A 6 körzet anyaga 4 könyvre oszlik, de az első könyv 2 kötetből áll, így az egész munka 5 kötetben jelent meg. A körzetek eloszlása és a felhasznált rádiószondás állomások száma az alábbi:

- I. könyv, 1. körzet: Észak-Amerika és Grönland, 81 állomás;
- II. könyv, 2. körzet: Atlanti-óceán, 17 állomás;
3. körzet: Csendes-óceán, 18 állomás;
- III. könyv, 4. körzet: Európa (a Szovjetunió nélkül), 53 állomás;
- IV. könyv, 5. körzet: Afrika, Arábia, Kiszázia, 19 állomás;
6. körzet: Ázsia és a környező szigetek, 37 állomás.

Minden körzet anyagánál van szöveges rész és vannak táblázatok. A szöveges rész a rádiószondás felszállások és az aeroklimatológiai jellemző értékek pontosságának a kérdésére tárgyalja, valamint a feldolgozás módszerének alapelveit ismerteti. Tekintve, hogy a táblázatokban szereplő értékeket különböző mintájú szondák mérései alapján számították ki, már a bevezetésben külön táblázat tünteti fel az eltérést az izobárfelületek 9 ország szondái által nyert magassága meghatározásánál az alapul vett amerikai rádiószonda adataihoz képest. Minthogy a középérték pontosságára az esetszám is befolyással van, egy másik összeállításban találjuk a számtani közép közepes hibáját a megfigyelések számától és a szórástól való függésben. A továbbiakban minden körzetről rövid összefoglalás található az illető körzet fizikai-földrajzi és éghajlati viszonyairól, azonkívül a meteorológiai elemek szabadlégtéri mezőinek eloszlásáról, ahogyan ez a kézikönyv anyagából adódik.

A táblázatos rész az egyes elemek magassági értékeit állomásonként 23 táblázatban tartalmazza. A különböző elemeknek a táblázatokban közölt aeroklimatológiai jellemző értékei az 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 és 50 mb izobárfelületre vonatkoznak, de az Egyesült Államoknál és Japánnál szerepel a 40, 30, 20, 15 és 10 mb izobárfelület is. Az alapanyagot a napi aerológiai táviratok szolgáltatták, melyeket egyes területeknél kiegészítettek az Egyesült Államok és Japán kiadványaiból. Az éghajlati elemek értékei általában havi felbontásban szerepelnek, de az évi közép is legtöbbször szintén fel van tüntetve.

Az első táblázatban találjuk az illető körzet területéről a feldolgozásba bevont állomások nevét és földrajzi koordinátáikat. Az egyes körzetek táblázatainak végén az állomások eloszlását térkép is mutatja. A következő 4 táblázatban az izobárfelületek magasságára, a hőmérsékletre, a nedvességre és a szélre vonatkozó megfigyelések számát láthatjuk. A VI—VIII. táblázat az izobárfelületek közepes, maximális és minimális magasságát tünteti fel. A IX—XI. táblázat tartalmazza a légnyomás értékeit, míg a

XII. táblázat a légsűrűség közepes értékeiről nyújt tájékoztatást, a XIII—XV. táblázat a közepes szélességet, valamint gyakorisági és maximális értékeit ismerteti, a XVI. táblázat pedig a szélirányokkal foglalkozik gyakoriság szempontjából. A XVII—XX. táblázat a hőmérséklet közepes és szélső értékeiről, a hőmérséklet egyes értékeinek gyakoriságáról ad felvilágosítást. A XXI. táblázat az izotermák közepes magasságát adja meg, de közli a hozzátartozó nyomást is. A XXII—XXIII. táblázat a nedvességgel foglalkozik, mégpedig előbbi a viszonylagos, utóbbi a fajlagos nedvességgel.

A kézikönyv összeállítói igen nagy munkával olyan anyagot bocsátottak a kutatók rendelkezésére, amely további feldolgozás által alkalmas a meteorológiai elemek magaslégtéri mezőinek a részletes jellemzésére és adattárul szolgál minden olyan kérdésnél, amely az északi félgömb magaslégtéri éghajlatával kapcsolatban áll.

A kézikönyv természetesen első sorban a szovjet meteorológusok szükségletét hivatott kielégíteni, akiknek a Szovjetunió hatalmas magassági adatanyaga közvetlenül rendelkezésükre áll. Valószínűleg ezért nincsenek a kézikönyvben szovjet állomások mérési eredményei. A külföldi kutatók azonban, akik ezt az értékes gyűjteményes feldolgozást esetleg majd használják, bizonyára szívesen látnák benne jellemző állomások adatait Európa keleti és Ázsia északnyugati meg északi, a Szovjetunióhoz tartozó részéből is.

Hille Alfréd

ЗАНИНА, А.А.: Дальневосточные районы, Камчатка и Сахалин. Климат СССР. Выпуск 6. (Távolkeleti körzetek, Kamcsatka és Szahalin. A Szovjetunió éghajlata, 6. kötet). 166 (22 × 14 cm) oldal, 57 ábra, 29 táblázat. Hidrometeorológiai Kiadó, Leningrád, 1958.

A „Szovjetunió éghajlata” c. sorozatból az első kötet megjelenése után a hatodik rész látott napvilágot, amely a Szovjetunió távolkeleti körzeteinek, valamint Kamcsatkának és Szahalinnak az éghajlati leírását tartalmazza.

A monográfia három fő részre tagozódik. A könyv első része az éghajlatot létrehozó fő tényezők — sugárzás, cirkuláció, felszín — szerepét tárgyalja behatóan, de nem általánosságban, hanem a szóban forgó területekre vonatkozóan táblázatokat, grafikonokat és térképeket közölve. Itt kapcsolja be a szerző nagyon ügyesen a távolkeleti területeken lejátszódó szinoptikus folyamatokat a helyi éghajlat leírásába. A felszín hatásával foglalkozva részletesen ismerteti, hogy a domborzat milyen befolyást gyakorol a légnyomásra, szélre, hőmérsékletre, nedvességre, csapadékra, ködre és a hótakaró vastagságára. Adatokkal bizonyítja, hogy a területet északról és keletről határoló tenger döntő szerepet játszik távolkelet éghajlatának kialakulásában.

A második részben a távolkeleti területek éghajlatának általános klimatológiai jellemzését találjuk. Az általános jellemzésnél megadja a hőmérséklet, szél, nedvesség, felhőzet, csapadék, párolgás, köd és egyéb éghajlati tényezők területi eloszlását.

Az utolsó fejezetben az egyes tájegységek évszakok szerinti éghajlati leírását adja meg a szerző.

A Szovjetunió távolkeleti területén régebben még nem volt elegendő sűrűségű meteorológiai megfigyelő állomás, s így e terület éghajlati sajátosságait nem lehetett kimerítő teljességgel jellemzni. Különösen vonatkozik ez a terület északi részére, ahol túlságosan kevés anyag volt a terület éghajlati leírásához. A terület déli része valamivel jobb helyzetben volt már régebben is — a hegyvidékek kivételével. Ezzel magyarázható, hogy a déli körzetek — Amur vidéke, Vlagyivosztk — éghajlatát eddig is jobban ismertük. A szovjet meteorológiai irodalomban több tanulmánnyal találkozhatunk, amelyek távolkeletre vonatkozólag az egyes éghajlati elemek területi eloszlásával foglalkoznak, de ez az első monográfia, amely az egész távolkeleti terület éghajlatát részletesen leírja.

A könyv nagy segítséget jelent azoknak a klimatológusoknak és geográfusoknak, akik a föld éghajlatát közelebről kívánják megismerni.

Antal Emánuel

PROF. DR. KARL SCHNEIDER-CARIUS

1896—1959.

1959. december 1-én Lipszében váratlanul elhunyt *Schneider-Carius* professzor, a lipcei Marx Károly egyetem tanára, az egyetem Geofizikai Intézetének igazgatója, az *Időjárás* szerkesztő bizottságának tagja. Halálával világszerte ismert és nagyra-becsült szakember és kutató távozott el a geofizikusok, meteorológusok sorából. Életpályája a két világháború alatt, valamint a közbeeső időszakban nagyon változatosan alakult és lehetővé tette alapos elméleti felkészültségének a meteorológiai gyakorlatban való gyümölcsösztetését.

Schneider-Carius 1896-ban született az alsószászországi Bardowiek-ben. 1914—1921 között geofizikát és elméleti fizikát tanult a berlini Humboldt-egyetem természettudományi karán. Ezek a tanulmányok alapozták meg geofizikai szemléletét, amely tudományos munkásságát a meteorológia szűkebb területén is jellemezte. Könyveiben és nagyszámú dolgozatában minduntalan előcsillan ez az átfogó geofizikai szemlélet, amely az időjárás bármely részjelenségét a földi légkör összefüggő jelenség-sorozatában egy-egy láncszemnek tekinti.

Egyetemi tanulmányainak időszakára esett az első világháború. 1916—1919 között a katonai szinoptikus aerológiai szolgálat repülő és a léghajózó csoportjában értékes gyakorlati ismereteket szerez. Ettől kezdve a gyakorlati aerológia egész tudományos pályáján legkedveltebb munkaterülete maradt.

Doktori értekezését a meteorológia neves professzorának, *Hellmannak* nyújtotta be „A hőmérséklet évi menetének anomáliáiról Észak-Európában” címmel.

Gyakorlati aerológiai munkássága az 1921—1925 közötti időszakra esik, amikor az akkor már nagymúltú lindenbergi Aeronautikai Observatóriumban asszisztensként, majd az Observatórium első tudományos repülőállomásának vezetője-

ként működik. Ebben a minőségben több száz tudományos repülőgép-felszállásban vett részt. A két világháború közötti éveknek ebben az időszakában indult volna képpen fejlődésnek a szinoptikus aerológia. A műszeres szabálgömbök nem elégitették ki a repüléssel gyorsan fejlődő szinoptikus meteorológiát, mivel a magaslégtér adatokra nem várhattak a műszerek megtalálásáig. A feladatot kezdetben repülőgépekkel, a második világháború alatt és után rádiószondákkal oldották meg. A repülőgépes felszállások az állapotjelzők regisztrálásán kívül lehetővé tették, hogy a meteorológus közvetlenül szemlélhesse az alsó 5 km magas légréteg időjárási jelenségeit, a talajközeli párártég alakulását, változásait, a felhőrétegek elhelyezkedését és belső struktúráját, a levegő átlátszóságát, a magasban megnövekedett horizontig a felhőzet mennyiségét és formáit, nemkülönben az időjárási frontokon a magasban észlelhető jelenségeket. Ez a gazdag megfigyelési anyag és a repülőgép-felszállások során szerzett sok tapasztalat teszi a gyakorlati aerológus számára nagyon értékesé *Schneider-Carius* 1953-ban megjelent *Die Grundsicht der Troposphäre* című könyvét, amely mérések és megfigyelések alapján részletesen tárgyalja a légkör alsó 3—4 km magas, a talajtól közvetlenül befolyásolt és a felső troposzférától élesen elkülönülő rétegének fizikai jelenségeit. Ezt a réteget *Schneider-Carius* után *alaprétegnek*, felső határát *peplo-pauzának* nevezzük.

A gyakorlati aerológiai munkakör után *Schneider-Carius* 1925—1935 között a thüringiai időjelző szolgálat vezetője volt Weimarban. Itt készült el 1930-ban habilitációs dolgozata, amely a tipikus időjárási helyzetek feldolgozása révén értékes anyaggal gazdagította Thüringia klimatográfiáját. Dolgozatát a jénai egyetemen nyújtotta be s itt kezdte meg 1931-ben az

egyetem magántanáráként egyetemi nívójú oktató munkáját. 1932–1934 között a török kormány meghívására szakértői és oktatói munkát végzett az ottani szolgálat fejlesztése és korszerűsítése érdekében.

1935–1938 között Münchenben, 1939-től kezdve pedig Wiesbadenben vezeti a meteorológiai szolgálatot s ezzel egyidőben a müncheni, majd a frankfurti, 1942–44 között pedig a heidelbergi egyetemen rendkívüli tanári minőségben tanít.

A második világháború befejezése után a nyugatnémet meteorológiai szolgálat Bad-Kissingen-i központjában a klímaosztály vezetője lett.

Tudományos munkái, könyvei, számos önálló dolgozata és egyetemi oktatói tevékenysége ebben az időben már széles körben ismertté tették *Schneider-Carius* nevét. Kiváló pedagógus és előadó volt. Ennek elismerését láthatjuk a Marx Károlyról elnevezett lipcsei Egyetem meghívásában is, amelynek eredményeképpen *Schneider-Carius* 1955-ben ezen nagymúltú, főbb mint 500 éves egyetem meteorológiai tanszékének professzora és Geofizikai Intézetének igazgatója lett. A Geofizikai Intézet ekkor már több, mint 40 éve működött s nagynevű igazgatói, elsősorban *V. Bjerknes*, majd *Weickmann* vezetése alatt a geofizikai, ezen belül a meteorológiai kutatásban nemzetközi hírnévre tett szert. *Schneider-Carius* folytatta és kiszélesítette elődeinek oktatói és kutatói munkáját. A tanszék és a Geofizikai Intézet feladatát abban látta, hogy hallgatóinak átfogó képet nyújtson a geofizika alaptudományai-ból és korszerű szinten biztosítsa a gyakorlati kiképzést is. Az egyetem keretében már 1932 óta működő *Collm*-i obszervatórium mellett, amely a földmágnesség, ionoszférakutatás, földrengés és a meteorológia területén nyújtott gyakorlati kiképzést, 1957-ben megalapította a Keleti-tenger mellett, *Zingstben* épült tengerparti obszervatóriumot. Ezáltal a geofizikus hallgatók az oceanográfiában is elsajátíthatták a kellő gyakorlati ismereteket.

1959 októberében a lipcsei egyetem 550 éves fennállásának ünnepére összegyűlt szakembereknek *Schneider-Carius* jogos büszkeséggel mutathatta be Intézetének és munkatársainak korszerű didaktikai munkáját, a collmi obszervatórium széleskörű geofizikai programját, tanítványainak értékes diplomaterveit. A Geofizikai Intézet ünnepi kollokviumán résztvevő hazai és külföldi meteorológusok, geofizikusok azzal a meggyőződéssel hagyták el az ősi egyetemi várost, hogy *Schneider-Carius* személye biztosítja a lipcsei egyetem Geofizikai Intézte számára az alapításkor megjelölt és immár hagyományos úton a

korszerű fejlődést és a nemzetközi szinten is mintaszerű elméleti és gyakorlati oktatómunkát.

Sajnos, az Intézet továbbfejlesztésével és a geofizikai oktatás nagyobbmértvű kiszélesítésével kapcsolatos elgondolásait *Schneider-Carius* már nem tudta megvalósítani, mert 1959. december 1-én váratlanul fellépett agyvérzés következtében elhunyt.

Halála közvetlen munkatársain és tanítványain kívül mélyen megrendítette tisztelőinek, barátainak széles táborát is. Szeretettelő, közvetlen egyénisége, élettapasztalatokkal telített mély humanizmusa, kulturáltsága emlékeztetettette mindenki számára a vele való szakmai és baráti érintkezést. A magyar meteorológusok különösen fájjalják hirtelen halálát. Az *Időjárás* aktív szerkesztőbizottsági tagját vesztette el halálával. Szeretettel emlékezünk vissza 1958-ban Magyarországon tett látogatására, érdekes és színes előadására és azokra az értékes szakmai megbeszélésekre, amelyeket az egyes munkacsoportokkal, kutatókkal, egyetemi oktatókkal folytatott. Amikor *Schneider-Carius* professzortól a magyar meteorológusok nevében elbúcsúztunk, annak a meggyőződésünknek adunk kifejezést, hogy tanszéke és intézete *Schneider-Carius* fiatalos lelkesedésével és tudomány szeretetével az elhunyt professzor és nagy elődeinek szellemében folytatja munkáját és értékes bázisa lesz a geofizikai, ezen belül pedig a meteorológiai oktatásnak és kutatásnak a jövőben is.

*

(Béll Béla)

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG XXXII. KÖZGYŰLÉSE. A Magyar Meteorológiai Társaság XXXII. közgyűlését 1959. december 17-én 16 órakor nyitotta meg *Dési Frigyes* elnök az Intézet kultúrtermében. A közgyűlésen — az előző évekhez képest — kevesen, vidéki és Intézetben kívüli tagok alig vettek részt.

Az elnöki megnyitó után a főtitkár beszámolóját a külföldi tanulmányúton levő *Kéri Menyhért* helyett *Szilágyi Tibor* titkár tartotta meg. Áttekintette a XXXI. közgyűlés (1958. május 8.) óta eltelt időszak eseményeit, eredményeit. Kegyelettel emlékezett meg az élok sorából távozott *Botvay Károlyról* és *Porohnyai Irénről*, akik fáradszónak munkásai voltak a Társaságnak a tudomány, ill. a szervezés területén.

1959 nyarán megkezdte működését *Kopócsi Endréné*, a Társaság új szervezőtitkára. A Meteorológiai Társaság és a METESZ együttműködéséről szólva a főtitkár beszámoló a kapcsolat megerősödé-

séről adott számot. A jó együttműködés 1959-ben több külföldi tanulmányutat eredményezett. Elismeréssel emlékezett meg az elmúlt időszakban országgyűlési képviselővé választott *Dési Frigyes* elnök és a „Szocialista Munkáért” érdeméremmel kitüntetett *Berkes Zoltán*, *Béll Béla* és *Kozma Béla* tagok érdemeiről. Az ülésekről szólva megállapította a beszámoló, hogy összesen 19 előadást szerveztek, ebből 11 előadó ülés, 1 ünnepi ülés (*Réthly Antal* születésének 80. évfordulóján), 3 a Róna Zsigmond Ifjúsági Kör előadása, 3 agrometeorológiai szakülés, 1 orvos-meteorológiai szakülés volt. Az elmúlt év rendezvényei közül főlegemlítette a geográfusok, meteorológusok, pedagógusok és tankönyvírók ankétját, a debreceni (1958) és a Miskolc—Egerbükki (1959) vándorgyűlést.

A beszámoló végül megemlítette a műszaki szakosztály szervezési munkálatait, amelyet a XXXI. közgyűlés indított el, de a szervezés különböző nehézségei miatt a szakosztály megalakítása a jövő feladata maradt.

A közgyűlés a főtitkár beszámolójának, a pénztáros és a felügyelőbizottság jelentésének meghallgatása után megadta a felmentést a Társaság tisztikarának.

A főtitkári beszámoló kiegészítéseként *Kérdő István* az orvosmeteorológiai szakosztály munkájáról szólt. Hosszú időt igénylő, alapvető kutatómunkával foglalkoztak az elmúlt évben a szakosztály tagjai, mondotta. Az eredmények ismertetése csak a távolabbi jövő programja lehet. *Páter János* németországi tanulmányútjáért mondott köszönetet a METESZ elnökségének, ahová biometeorológiai küldöttség tagjaként kapta kiküldetését.

A továbbiak során az új tisztikar megválasztása céljából *Béll Béla* — a jelölőbizottság elnöke — ismertette a bizottság

javaslatát. Szavazatszedő bizottság tagjaiul a titkár előterjesztésére *Zách Alfréd* (elnök), *Lépp Ildikó* és *Tánczer Tibor* tagokat választotta meg a közgyűlés.

Szilágyi Tibor ismertette a szavazás renjljét, majd az elnök a szavazás idejére felfüggesztette az ülést. A szünetben a megjelentek megtekintették az 1959. évben hirdett fényképpályázatra beküldött, és a bírálóbizottság döntése alapján díjazott képeket.

Szünet után *Zách Alfréd* ismertette a Magyar Meteorológiai Társaság titkos szavazással 1960. évre megválasztott tisztikarának névsorát: Elnök dr. *Dési Frigyes*; ügyvezető alelnök: dr. *Hille Alfréd*; a Tudományos Tanács tagjai: dr. *Bacsó Nándor*, dr. *Berényi Dénes*, dr. *Fekete Zoltán*, dr. *Páter János*, dr. *Wagner Richárd*. Főtitkár: dr. *Kéri Menyhért*. Titkárok: *Ambrózy Pál*, *Szakály József*. Pénztáros: *Görgényi Lajos*. Jegyző: *Valent Erzsébet*. Számvizsgáló bizottság: dr. *Tóth József* (elnök), *Békésy Andrásné*, *Szabó László*. Fegyelmi bizottság: dr. *Zách Alfréd* (elnök), *Otta Endréné*, *Titkos Ervin*. Választmányi tagok: dr. *Aujeszký László*, dr. *Bajai Jenő*, dr. *Bartha György*, *Bánsági Gizella*, dr. *Berkes Zoltán*, dr. *Béll Béla*, *Bodolai István*, dr. *Bodócs István*, *Csala István*, *Csaplak Andor*, *Egerszegi Sándor*, dr. *Flórián Endre*, dr. *Hajósy Ferenc*, *Héler István*, dr. *Kakas József*, dr. *Kérdő István*, dr. *Kiss István*, *Kőrösi György*, dr. *Láng Sándor*, *Oroszlány István*, dr. *Ozorai Zoltán*, *Papp László*, dr. *Péczely György*, dr. *Predmerszky Tibor*, dr. *Salamin Pál*, dr. *Simor Ferenc*, *Szilágyi Tibor*, dr. *Takács István*, dr. *Takács Lajos*, *Veress László*, *Vladár Endre*. Póttagok: *Békeffy Józsefné*, *Czelnai Rudolf*, *Örményi Imre*, *Simon Antal*.

Ezután került sor a *Steiner Lajos-emlék-érem* kiosztására. Az emlékérem ezüst

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, I., Kitaibel Pál utca 1.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2,— forint, ifjúsági tagoknak 1,— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavar-talan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

fokozatát *Hille* Alfréd alelnök és *Kéri* Menyhért főtitkárnak, a bronz fokozatot pedig a 25—30 éve működő, a meteorológiai kutatást hűségesen szolgáló tagoknak adományozta ez évben az érmet odaítélő bizottság. *Dési* Frigyes elnök további jó munkát kívánt a kitüntetetteknek.

Az 1959. évre hirdetett pályázatok eredményhirdetése során az elnök megállapította, hogy az irodalmi pályázatra egyetlen mű sem érkezett. Az eredménytelenségen a jövőben a téma meghatározása és a pályadíjak összegének felemelésével óhajt segíteni az elnökség.

A fényképpályázatra 20 pályázó összesen 126 képet küldött be. Az elbírálás szempontja elsősorban a meteorológiai jelenségek ábrázolása, másodsorban a jelenségek okozatainak, következményeinek ábrázolása, ezenkívül a kép technikai kivitelezésének minősége volt. A bírálóbizottság javaslatára az eredetileg kiírt díjak számát és összegét megnövelve a következő eredményhirdetésre került sor:

Az I. díjat (400 Ft) *Kunfalvi* Rezsőnek ítélte a bíráló bizottság. A két II. díjat (200-200 Ft) *Négyökrű* János és *Doma* István kapta. III. díjat (a 100 Ft) kapott *Pribelszky* Miklós, *Kiss* Géza, *Szabó* József, *Klell* Kálmán pályaműve. Kiadásra került ezenkívül még 9 db IV. díj, egyenként 50 forintos összegben.

A közgyűlés végén *Dési* Frigyes elnök a Társaság munkájában résztvevők között pénzjutalmakat osztott ki, majd mivel javaslat, vélemény, nem hangzott el, a közgyűlést bezárta. (V. E.)

*

JUGOSZLÁV AGROMETEOROLÓGUS TANULMÁNYÚTJA MAGYARORSZÁGON.

1959. július 16-tól augusztus 14-ig *Katič* Pavle jugoszláv agrometeorológus, az Újvidék-i Mezőgazdasági Egyetem docense egy hónapon keresztül tanulmányozta a magyarországi agrometeorológiai szolgálatot és kutató munkát. Itt tartózkodása alatt megismerkedett az Országos Meteorológiai Intézet agro- és biometeorológiai szolgálatának munkájával, valamint a Martonvásáron működő Agrometeorológiai Observatórium feladataival és az ott folyó kutatásokkal. Megtekintette még a síófoki és pestlőrinci obszervatóriumainkat, valamint az akkor még épülő kecskeméti agrometeorológiai obszervatóriumot is. Különösen megragadta figyelmét az agrometeorológiai szolgálat és kutatás szervezete, a korszerű műszerfelszerelés, s az elméleti és gyakorlati igényeket egyaránt kielégítő kutatómunka.

Sorra fölkereste Budapest, Debrecen és Szeged tudományegyetemeit, s az ott folyó

agrometeorológiai kutatásokkal is megismerkedett.

Tanulmányútja eredményes volt. Egyrészt vendégünk személyes tapasztalatokat szerzett a Magyarországon folyó agrometeorológiai kutatásokról, másrészt pedig mi is tájékozódunk a Jugoszláv Szövetségi Népköztársaságban folyó agrometeorológiai szolgálat és kutatás helyzetéről. (Sz. T.)

*

PROF. DR. ING. J. LAMBOR a Lengyel Népköztársaság Hidrometeorológiai Szolgálatának vezetője, december második felében néhány napot hazánkban töltött. *Lambor* professzor tagja a Meteorológiai Világszervezet VI. (Európai) Területi Szövetsége Hidrológiai Munkacsoportjának és utazásának célja egyrészt a varsói I. ülészak határozatai alapján végzendő teendők megtárgyalása, másrészt a munkacsoport II., budapesti ülészakával kapcsolatos kérdések megvitatása volt. Budapesti tartózkodása során felkereste az Országos Meteorológiai Intézetet is, ahol barátságos eszmecsere folytatótt *Dési* Frigyes igazgatóval a két ország meteorológiai szolgálatát érintő tudományos és operatív kérdésekről.

*

(B. J.)

MAGYAR METEOROLÓGUS KÜLDÖTTSEK NÉMETORSZÁGBAN. 1959. decemberében magyar küldöttek utaztak a Német Demokratikus Köztársaságba az ottani meteorológiai szolgálat tanulmányozására. A küldöttség vezetője *Hajósy* Ferenc, az adatfeldolgozó és tájékoztató osztály vezetője, tagjai *Bánsági* Gizella, az O. M. I. könyvtárának vezetője és *Mezősi* Miklós, a lélegelektromos osztály dolgozója voltak.

A kiküldöttek elsősorban a potsdami központi intézet munkáját tekintették meg. *Hajósy* Ferenc a központi intézet éghajlati feldolgozó munkáját és a gépi adatfeldolgozás módszerét tanulmányozta. Az éghajlati feldolgozás abban különbözik a mienktől, hogy a NDK-ban öt vidéki központ (*Hauptamt für Klimatologie*) működik, ahol a környék adatait összegyűjtik, ellenőrzik és feldolgozzák, míg a központ csak az adatok összefoglalását végzi (évkönyvek stb.). A gépi adatfeldolgozáshoz szükséges lyukkártyákat külső vállalattal készítették el. Az éghajlatkutató állomásokról 1948 óta készültek el a lyukkártyák, kivéve a potsdami obszervatóriumot, amelynek összes, 1893 óta végzett óránkénti észleléseiről *Hollerith*-kártya készült.

Bánsági Gizella a könyvtár munkáját, a decimális osztályozás alkalmazását, a dokumentációt, a kiadványcserét és az

általános könyvtári munkát tanulmányozta. *Mezősi* Miklós a Potsdamban folyó szférikus és lélegelektromos méréseket tekintette meg, továbbá meglátogatta a Német Demokratikus Köztársaság ionoszféra kutatásának központját a berlini Heinrich Hertz-Intézetben. A zivatargócok helyének bemerése az ún. egyállomásos módszerrel történik, a pontosság növelése érdekében nemzetközi hálózat kiépítését tervezik.

A német meteorológiai szolgálat előzenyessége lehetővé tette, hogy *Bánsági* Gizella és *Hajósy* Ferenc Weimarba is el látogassanak, ahol előbbi az ottani hatalmas dokumentációs központot tekintette meg és főleg a dokumentációs módszereket tanulmányozta, utóbbi pedig a weimari, helyi meteorológiai központ munkájával ismerkedett meg. (H. F.)

*

KÜLFÖLDI VENDÉGEINK AZ „ÚTVONAL REPÜLÉSEK” KAPCSÁN. A repülési meteorológusok továbbképzésének egyik igen jelentős eszköze az ún. útvonal repülés. Ezalatt a szinoptikusok ugyanis megismerkedhetnek a repülési útvonalon a felhők szerkezetével, a turbulenciával, a jegesedéssel, vagyis mindazokkal az időjárási elemekkel, amelyeknek az előrejelzése a legnehezebb. Ily módon valósággá válik számukra az az elképzelés, amit metszet formájában, vagy a szóbeli eligazítás során a pilótákkal közölnek. A tanulmányút további céljai: megismerkedés az útvonal földrajzi sajátosságaival és a célrepülőtéren dolgozó kartársakkal, azok munkamódszereivel, problémáival és eredményeivel.

A MALÉV Vezérigazgatóságának megértése révén 1959-ben a magyar repülési meteorológusok számára is megnyílt az útvonal repülések lehetősége. Ezeket az Országos Meteorológiai Intézet igazgatósága elsősorban a szomszédos, népi demokratikus országok meteorológiai szolgálataival lebonnyolított csere útján óhajtja realizálni. A cserét néhány állam már elfogalta. Így vált lehetővé *Mähr* Jenő tud. s. munkatárs és *Molnár* Béla vez. technikus tiranai (1959. november 14—17.), ill. *Lépp* Pldikó tud. s. munkatárs és *Sándor* István vez. technikus prágai útja (1959. december 10—12.).

A külföldi kartársaink közül a legendszeresekben a berlin-schönefeldi repülőter munkatársai vesznek részt ilyen útvonal repülésen, de Budapesten csak áttutazóban fordultak meg egy-egy órára. Valamivel hosszabb időt töltött nálunk dr. *P. Forgács*, a pozsonyi repülőter meteorológiai szolgálatának vezetője (1959. szeptember 24—26.). A felkínált cserelehetőséggel élve *K. Donceev*, a szófiai repülőteri meteorológiai szolgálat vezetője és *S. S. Ivanov*, a

szófiai repülőter fődiszpečesere 3 napig tartózkodott Budapesten (1959. nov. 30—dec. 3.). Tekintettel a rendelkezésükre álló hosszabb időre, részletesen tanulmányozhatták a szolgálatunkat, megtekintették a központi előrejelző osztályt, és megbeszélhették közös problémáinkat.

A tanulmányutakon résztvevő kartársaink sok élménnyel, tapasztalattal tértek haza. Reméljük, hogy külföldi vendégeink is haszonnal zárták látogatásukat. (Ö. Z.)

*

VÁLASZTMÁNYI ÜLÉST tartott a Magyar Meteorológiai Társaság 1959. december 9-én, melynek tárgya a társaság XXXII. közgyűlésének előkészítése volt. A választmány elfogadta a közgyűlésen választásra kerülő új tisztikar jelöltjeit. Meghallgatta és jóváhagyta az irodalmi- és fénykép-pályázatok bírálóbizottságainak előterjesztését. Élénk vita alakult a jövő évi irodalmi pályázat kiírásának meghatározása körül. A továbbiakban kijelölte a Választmány a Steiner Lajos-emlékermet odaítélő bizottság tagjait. Az emlékéremből 2 ezüst- és több bronzfokozat kerül kiadásra a közgyűlésen.

A Választmány *Brunner Tibor*, *Kovács Ferenc* (Csákvár, áll. gazd.) és dr. *Timár Rózsa* orvost jelentkezésük alapján a Társaság tagjai közé sorolta, *Virány Egon* (Budapest) felvételét pedig elutasította a Választmány, mivel a jelentkező feltételekhez kötötte belépési szándékát. Az Orsz. Meteorológiai Intézet könyvtárának látogatása és a szakmai tanácsadás ui. nem a Magyar Meteorológiai Társaság, hanem az Intézet igazgatóságának hatáskörébe tartozik. (V. E.)

*

„A REPÜLÉSMETEOROLÓGIA ÚJABB FELADATAI” címmel *Ozorai* Zoltán tud. osztályvezető tartott előadást 1959. dec. 9-én a Magyar Meteorológiai Társaság ülésén. Hazai és külföldi nevezetesen a moszkvai, berlini, prágai repülőtereken szerzett tapasztalatai alapján ismertette a repülőgépek eligazításának jelenlegi módszereit. Bemutatta a használatban levő idólap-típusokat. Vetített képekkel szemléltette a ferihegyi repülőtéren megforduló nagyobb géptípusokat. Beszélt repülési feltételeikről, a nagy magasságokban uralkodó légáramlásokról, a felhőzetről és a turbulencia előrejelzéséről, — mint a turbinás és turbólégesavaros gépek eligazításának újabb problémáiról.

A mindvégig színvonalas és érdekes előadást a nagyszámú hallgatóság érdeklődéssel hallgatta. *Rajkai Ödön*, *Hille Alfréd*

és *Béll Béla* mint gyakorló, illetve régi repülési szakemberek tettek fel kérdéseket, illetve hozzászólásaikkal értékesen egészítették ki a nagyszerű előadást. (V. E.)

*

JUGOSZLÁV SZINOPTIKUSOK BUDAPESTEN. 1959. december 12-én érkezett hazánkba *Milisa Simić*, a jugoszláv hidrometeorológiai szolgálat szinoptikus részlegének vezetője és *Zivojin Jovanović*, a rövididejű előrejelzési részleg vezetője, a Budapest—Belgrád-i teleprinter-összeköttetéssel kapcsolatos problémák megbeszélésére. Mint ismeretes, 1959 eleje óta folytak tárgyalások a két szolgálat között a Budapest—Belgrád-i teleprinter-vonal létrehozására. A tárgyalások eredményeképpen 1959. június 20-án összekapcsolták a magyar és jugoszláv vonalszakaszt és megindult országaink között ezúton is a meteorológiai adatesere. Azonban — az összeköttetés csak simplex-vonalon lévén — az adatesere nem bonyolódhatott le zökkenőmentesen, ezért szolgálatunk javaslatot tett a jugoszláv szolgálatnak duplex-vonal kiépítésére az adatesere tökéletesítése céljából. *Ing. M. Perović*, a jugoszláv hidrometeorológiai szolgálat vezetője, készséggel elfogadta javaslatunkat s egyúttal ez ügyben szóbeli megbeszélést ajánlott Budapesten a fentemlített szakemberek részvételével.

A jugoszláv meteorológusok itt tartózkodásuk első napjaiban megtekintették az Országos Meteorológiai Intézet szinoptikus szolgálatát és a híradóközpont munkáját. Híradóközpontunk közvetlen kapcsolatban áll Prága, Moszkva, Bukarest és Belgrád központokkal, és közvetett kapcsolatban Potsdam, Varsó és Szófiával, s mint a közép- és kelet-európai teleprinter-hálózat egyik állomása, igen nagy részben közreműködik az egyes országok közötti meteorológiai adatgyűjtés és továbbítás nagy munkájában. A központi előrejelző osztály és a híradóközpont megtekintése után december 15-én az illetékes szakemberek

részvételével értekezletet tartottak, s azon megvitatták az összes felmerült problémát. Vendégeink még aznap meglátogatták a ferihegyi előrejelző szolgálatot és az eredményes munkában telt napot egy operaelőadás megtekintésével fejezték be. Rövid ittlétük utolsó napján még a lőrinci aerológiai obszervatórium munkájával is megismerkedtek. (B. J.)

*

BIOMETEOROLÓGIAI TANULMÁNY-ÚT AUSZTRIÁBAN.

1959. december 7-én az Országos Meteorológiai Intézet biometeorológiai osztályáról *Kéri Menyhért* osztályvezető és *Szakály József* tudományos munkatárs kététhetes tanulmányútra utazott Ausztriába. Először Bécsben a Központi Meteorológiai és Geodinamikai Intézetben a bioklimatológiai osztály munkáját tanulmányozták behatóan. Közben megtekintették a Wilhelminenberg-i Biológiai Állomást, majd megismerkedtek a Vízbilógiai és Szennyvízkutató Intézet, majd a Schönbrunnban működő Felső Kertészeti Szakiskola és Kutató Állomás meteorológiai kutató-, illetve okató munkájával. Ezután ötnapos vidéki út következett, melynek során felkeresték a Traunsee melletti 1600 méter magas Feuerkogel-en működő magashegyi meteorológiai állomást, majd a linzi Nitrogén Műtrágyagyárban és annak biológiai kutatóállomásán tettek rövid látogatást. A körút utolsó állomása Lunz am See volt, ahol a Biológiai Kutató Állomáson folyó kutató munkákról nyertek áttekintést. Visszatérve Bécsbe a Meteorológiai Intézet többi osztályának, majd a schwechati közforgalmi repülőtér meteorológiai szolgálatának munkáját tanulmányozták. Útjukról december 21-én érkeztek haza. A tanulmányút sikere érdekében *Dr. Inge Dirmhirn*, a bécsi Intézet bioklimatológiai osztályának vezetője tette a legtöbbet, aki a bécsi tanulmányutat vezette és a vidéki út programját állította össze. (Sz. J.)

600683 Athenaeum Nyomda, Budapest — Megjelent 850 példányban

AZ ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
Kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

MTA Könyvtára
Periodika 1960 /19 60... sz.

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

1960-ban a nagynevű magyar éghajlatkutató születésének



évfordulója alkalmából

RÓNA ZSIGMOND JUBILEUMI PÁLYÁZATOT

hirdet

1. A szakirodalmi pályázatra

az agrometeorológia, az ipari meteorológia, az éghajlattan, az orvos-meteorológia, a műszer- és mérés technika tárgykörökből küldhetők be pályaművek. A díjazásra érdemes pályaművek közül a legjobbat

2000 forintos első díjban,

a további legjobbakat pedig

1200 forintos második és

600 forintos harmadik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 15

2. A fénykép-pályázatra

időjárási jelenségeket megörökítő, vagy az időjárás hatásait feltűn-tető művészi színvonalú fényképek küldhetők be. A díjazásra érde-mes pályaművek közül a legjobbakat

1 db 400 forintos első,

1 db 200 forintos második,

4 db 100 forintos harmadik és

4 db 50 forintos negyedik díjban

részesíti a Társaság

A pályaművek beküldésének határideje: 1960. október 31

A pályázatok részletes feltételeit az IDŐJÁRÁS 1960. évi 1. számá-ban közli

a Magyar Meteorológiai Társaság

Elnöksége

INHALT - SOMMAIRE - CONTENTS - СОДЕРЖАНИЕ

<i>Mesinger, F. (Beograd):</i> Quelques remarques sur l'instabilité hydrodynamique des « fortes » anticyclones circulaires (Textes en anglais et hongrois).....	321
<i>Mészáros, E. — Wirth, E.:</i> Some remarks on the Sivadjian-method of measuring rain-drop spectrum (Russian and Hungarian text)....	329
<i>Borbély, E.:</i> Statistical investigation on the tropopauses above Budapest (German and Hungarian text).....	333
<i>Szepesi, D.:</i> The connection of the large-scale and frontal vertical velocities with the large-scale precipitation areas (Russian and Hungarian text).....	344
<i>Flórián, E.:</i> Limiting frequency of the ionosphere-layer F2 during the passage of cold fronts over Budapest.....	351
<i>P. Szalay, G.:</i> Luftströmung über Ungarn im Falle zweiseitiger Kälteeinbrüche.....	356
<i>Sz. Lőrincz, A.:</i> The evaporation data of the Wild instrument and the potential and actual evapotranspiration calculated by Thornthwaite's method.....	361
<i>Dési, F.:</i> Actual problems and international relations of the Hungarian meteorology.....	365
<i>Götz, G.:</i> Experimental weather-forecasts by the aid of Fjörtoft's barotropic method.....	367
<i>Grigercsik, J. (Cluj):</i> Remarks on the general circulation of the atmosphere.....	368
<i>Péczeley, G.:</i> Some temperature-data of the Outher-lake in the peninsula Tihany.....	369
<i>Berkes, Z.:</i> Extreme distribution of the precipitation of the year 1959	372

L I T E R A T U R E

<i>Szesztay, K.:</i> Forecast of the water-regime of the Danube (<i>Kakas, J.</i>)	375
<i>Лебедев, А. Н.:</i> Европейская территория СССР (<i>Antal, E.</i>) ..	375
<i>Baur, F.:</i> Die Sommerniederschläge Mitteleuropas in der letzten 1½ Jahrhunderten und ihre Beziehungen zum Sonnenfleckenzyklus (<i>Berkes, Z.</i>)	376
<i>Евсеев, П. К.:</i> Аероклиматический справочник северного Полушария (<i>Hille, A.</i>).....	377
<i>Занина, А. А.:</i> Дальневосточные районы, Камчатка и Сахалин (<i>Antal, E.</i>)	378

C H R O N I C L E	379
-------------------------	-----