

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

90. ÉVF. ★ 1. SZÁM ★ 1986. JANUÁR—FEBRUÁR

TARTALOM

Ničković, S.—Gavrilov, N.: Vertikális rácskonfiguráció problémája primitív egyenletet alkalmazó modellben (angol nyelven)	1
Nathan, K. K.: A fotoszintetikusan aktív sugárzás és a felhőzet mennyisége közötti kapcsolatról (angol nyelven)	10
Hamed, A. F.—Gulyás Ottó—Ketskemény László: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése	14
Dávid Aranka—Takács Olga: A rövidhullámú sugárzása egyenleg Magyarországon	24
Fekete Katalin—Popovics Mária—Ihász István: Magyarország diffúzklimatológiai felmérése. 2. rész: A transzport-réteg szélviszonyai	32
Katkó Bertalan—Sándor Valéria—Szalma János—Ruják László: A repülésre veszélyes szélnyírás jellemzése, hatása a le- és felszálló repülőgépekre	44
Irodalom	57
Krónika	60

CONTENTS

Ničković, S.—Gavrilov, N.: The problem of vertical grid staggering in a primitive equation model (in English)	1
Nathan, K. K.: A note on the relationship between photosynthetically active radiation and cloud amount (in English)	10
Hamed, A. F.—Gulyás, O.—Ketskemény, L.: Periodical analysis of meteorological time series	14
Dávid A.—Takács, O.: Short-wave radiation balance in Hungary	24
Fekete, K.—Popovics, M.—Ihász, I.: Diffusion climatological surveying for Hungary. Part 2: Wind characteristics for the transport layer	32
Katkó, B.—Sándor, V.—Szalma, J.—Ruják, L.: Characteristics of low level wind shear and its effect on the aircraft in landing and take off	44
Literature	57
Chronicle	60

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 90. ★ NO. 1. ★ JANUARY—FEBRUARY 1986 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
ANTAL E. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BÖHME, W. (Potsdam)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
FISHER, B. (Leatherhead)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
GÖTZ G. (Budapest)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)	TAYLOR, F. W. (Oxford)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	TÄNZER T. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)	VITEK, V. (Praha)
MAJÓR GY. (Budapest)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MESINGER, F. (Beogra)	WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board :

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
Budapest, 1024 Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára 50 Ft

Editorial Office: H-1525 Budapest P. O. B. 38. This journal, published bimonthly can be purchased
from the distributor: KULTURA, H-1389 Budapest P. O. B. 149

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No. 1. Jan–Feb. 1986 Budapest

The problem of vertical grid staggering in a primitive equation model

NIČKOVIĆ, S., *Departement of Meteorology, University of Belgrade YU—11001 Beograd, Dobračina 16.* and
GAVRILOV, M., *Federal Hydrometeorological Institute, Belgrade, YU—11001 Beograd, Birčaninova 6.*
P.O.B. 604

The problem of vertical grid staggering in a primitive equation model. Careful investigation of the vertical grid performances showed that the variable distribution known as C' grid eliminates computational noise in the temperature field. The operational Hydro-meteorological Institute and Belgrade University (HIBU) model vertical differencing schemes were adapted for use on the C' grid. In order to test the performances of the modified schemes, real data integrations were made. The results indicated slight improvement of the 48-hour forecast in comparison to the control integration.

✱

Vertikális rácskonfiguráció problémája primitív egyenletet alkalmazó modellben. A vertikális rácskonfiguráció jellemzőinek gondos vizsgálata azt mutatta, hogy a C' rácsként jelölt eloszlás megszünteti a hőmérsékleti mezőben fellépő számítási zajokat. Az operatív HIBU modell (Hidrometeorológiai Intézet és Belgrádi Egyetem) vertikális különbségképző rendszerét adaptálták a C'rácsra való használatra. Annak érdekében, hogy a rendszer módosított változatának teljesítményét megvizsgálják, valós adatokat integráltak. Az eredmények a 48 órás előrejelzések némi javulását mutatták a kontroll integrálással történő összehasonlítása során.

✱

In a recent study by Tokioka (1978), the problem of vertical grid staggering is investigated in order to find the most appropriate variable distribution which produce no computational noise due to vertical differencing in the temperature field. The C' grid (in Tokioka notation) displayed in *Figure 1* is shown by Tokioka to be free of the false wave generation in the vertical and, at the same time, the internal waves are represented as internal. Using C' grid, Tokioka has derived a set of conserving vertical finite differencing schemes. Some parameters appearing in the schemes are specified so that higher accuracy and proper simulation of vertical wave propagation are achieved.

The main purpose of this paper is to reproduce the Tokioka analysis for the vertical differencing schemes of the model formulated at Hydro-meteorological Institute and Belgrade University (HIBU), Yugoslavia (Janjić, 1977, 1979; Mesinger, 1977, 1981) defined on C' grid, as well. This procedure leads to the modification of vertical model level positioning and of schemes originally used in the HIBU model, and guarantees the appropriate simulation of vertical wave propagation. In order to test the performances of the model with modifications, real data simulations with one synoptic case were made. Comparison of the results shows a slight improvement in the experiments with the modified model version.

1. Finite differencing analysis

Following the Tokioka (1978) procedure — Section 4 in his article, here analogous consideration will be performed with the HIBU model schemes based on the C' vertical grid. Determination of some of the unspecified Tokioka parameters for the HIBU model

a) requires the modification of the originally used HIBU vertical advection scheme for temperature, and

b) gives the answer about the vertical spacing needed for appropriate simulation of the vertical wave propagation.

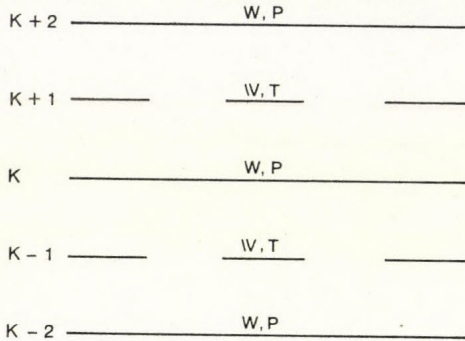


Fig. 1 : C' vertical grid

Let the perturbation quantities be of the harmonic form

$$q_k = \hat{q}_k \text{Re}(e^{i(s\lambda + vt)}), \quad (1)$$

where k denotes the vertical grid index. If we define the isothermal atmosphere at rest as the basic state, the finite differencing set of the linearised model equations is given by

$$iv\hat{T}_k = \frac{T_o}{\Delta p_k} (\hat{\omega}_{k+1}R_k + \hat{\omega}_{k-1}S_k), \quad (2)$$

$$\hat{\Phi}_{k+1} - \hat{\Phi}_{k-1} = RC_k\hat{T}_k \quad (3)$$

$$iv\frac{1}{2}(\hat{\Phi}_{k+1} + \hat{\Phi}_{k-1}) = \frac{\Phi_o}{\Delta p_k} (\hat{\omega}_{k+1} - \hat{\omega}_{k-1}), \quad (4)$$

where $\Delta p_k = p_{k+1} - p_{k-1}$; \hat{T}_k , $\hat{\Phi}_k$ and $\hat{\omega}_k$ are temperature, geopotential and vertical velocity amplitudes, respectively; T_o and $\Phi_o = gH$ are basic state temperature and geopotential, respectively. Since σ and p levels coincide in a resting isothermal atmosphere with flat bottom, the p -coordinate system is used in (2)–(4) instead of σ -system. Parameters R_k , S_k and C_k depend on the choice of vertical temperature advection scheme and hydrostatic approximation. From Janjić's (1977) hydrostatic approximation

$$\frac{\Phi_{k+1} - \Phi_{k-1}}{\ln p_{k+1} - \ln p_{k-1}} = -RT_k, \quad (5)$$

it directly follows that

$$C_k \equiv \ln \frac{p_{k+1}}{p_{k-1}}. \quad (6)$$

R_k and S_k are left unspecified. As in *Tokioka* (1978), they will be defined in the subsequent analysis regarding that

- a) there can be no reflection at the upper boundary, and
- b) the internal waves remain internal in the finite difference system.

Eliminating $\hat{\Phi}$ and \hat{T} from (2), (3) and (4), we obtain

$$\begin{aligned} (\hat{\omega}_{k+3} - \hat{\omega}_{k+1}) - d_{k+1}(\hat{\omega}_{k+1} - \hat{\omega}_{k-1}) + 2\frac{C_{k+2}}{H}(R_{k+2}\hat{\omega}_{k+3} + S_{k+2}\hat{\omega}_{k+1}) + \\ + 2d_{k+1}\frac{C_k}{H}(R_k\hat{\omega}_{k+1} + S_k\hat{\omega}_{k-1}) = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\text{where: } H = \frac{gh}{RT_0} \quad \text{and} \quad d_{k+1} = \frac{\Delta p_{k+2}}{\Delta p_k}.$$

Equation (7) is a finite difference analogue of the vertical structure equation

$$\frac{d^2\omega}{dp^2} + l^2\omega = 0. \quad (8)$$

Vertical wave number l is given by

$$l^2 = \left(\frac{n^2}{H} - \frac{1}{4} \right)^{1/2} \quad (9)$$

Let us now assume that a solution for the finite difference equation (7) has the form

$$\hat{\omega}_{k+1} = p_{k+1}^\mu. \quad (10)$$

Substituting (10) into (7) we obtain

$$a_{k+1}X^{2+q} + b_{k+1}X + c_k = 0 \quad (11)$$

where the symbols in the above expression have the following meaning:

$$X = \left(\frac{p_{k+1}}{p_{k-1}} \right)^\mu,$$

$$q = \frac{\ln \frac{p_{k+3}p_{k-1}}{p_{k+1}^2}}{\ln \frac{p_{k+1}}{p_{k-1}}},$$

$$a_{k+1} = 1 + \frac{C_{k+2}R_{k+2}}{H},$$

$$b_{k+1} = -(1 + d_{k+1}) + \frac{1}{H}(C_{k+2}S_{k+2} + d_{k+1}C_kR_k),$$

$$c_{k+1} = d_{k+1}\left(1 + \frac{C_kS_k}{H}\right).$$

Solution of the differential equation (8) has the form $\omega = Ap^{\mu_1} + Bp^{\mu_2}$;

$\mu^{1/2} = \frac{1}{2} + i l$. Following Tokioka, we require that

- (i) there are two solutions for μ
- (ii) $Re(\mu) = +\frac{1}{2}$
- (iii) $Im(\mu)$ does not depend on height.

1.1. *Condition (i) – vertical level distribution.* Condition (i) is satisfied if $q=0$. This means that

$$\frac{p_{k+3}}{p_{k+1}} = \frac{p_{k+1}}{p_{k-1}} = \dots = d = \text{const.} \quad (12)$$

The requirement (12) is satisfied when the model levels are spaced equidistantly with respect to $\ln(p)$. Then, the solutions of the quadratic equation (11) are

$$X_{1/2} = d^{\mu_{1/2}} = \frac{1}{2 \left(1 + \frac{C_{k+2} R_{k+2}}{H}\right)} \left[(d+1) - \frac{C_{k+2} S_{k+2} - d C_k R_k}{H} \right] \pm \left\{ \left[(d+1) - \frac{C_{k+2} S_{k+2} + d C_k R_k}{H} \right]^2 - 4d \left(1 + \frac{C_{k+2} R_{k+2}}{H}\right) \left(1 + \frac{C_k R_k}{H}\right) \right\}^{1/2}. \quad (13)$$

1.2. *Condition (ii) – vertical temperature advection scheme.* Having in mind (13), condition (ii) can be rewritten as

$$C_{k+2} R_{k+2} = C_k S_k. \quad (14)$$

However, from (6) and (12)

$$C_{k+2} = C_k = \dots = \ln d = \text{const}, \quad (15)$$

and therefore

$$R_{k+2} = S_k. \quad (16)$$

As can be easily demonstrated the linearized form of the HIBU model vertical advection scheme for temperature (or potential temperature) (Mesinger, 1981)

$$\frac{\partial T_k}{\partial t} = -\frac{1}{\pi} \frac{\overline{\pi \sigma \Delta \sigma T_k}}{\Delta \sigma} \quad (17)$$

does not satisfy the condition (16). In order to find a scheme which enables better simulation of the vertical wave propagation, for simplicity, instead of the expression (17) we shall start from

$$\frac{\partial \Theta_k}{\partial t} = -\frac{1}{\pi} \frac{\overline{\pi \sigma \Delta \sigma \Theta_k}}{\Delta \sigma}. \quad (18)$$

The symbol “ $-\zeta_*$ ” denotes the uncentered averaging operator defined by

$$\overline{(A)}_k^{\zeta_*} = \alpha_k A_{k+1} + \beta_k A_{k-1}, \quad (19)$$

where

$$\alpha_k + \beta_k = 1. \quad (20)$$

Linearizing the right hand side of (18)

$$\Delta \sigma_k \pi \frac{\partial \Theta_k}{\partial t} + \alpha (\pi \dot{\sigma})_{k+1} (\Theta_{k+2} - \Theta_k) + \beta (\pi \dot{\sigma})_{k-1} (\Theta_k - \Theta_{k-1}) = 0, \quad (21)$$

about the basic state and introducing

$$\Delta p_k = \pi \Delta \sigma_k; \quad \omega_k = \pi \dot{\sigma}_k,$$

we obtain

$$i v \widehat{T}_k + \frac{T_0}{\Delta p_k} \left[\alpha \left(\frac{\bar{\Theta}_{k+2}}{\Theta_k} - 1 \right) \widehat{\omega}_{k+1} + \beta \left(1 - \frac{\bar{\Theta}_{k+2}}{\Theta_k} \right) \widehat{\omega}_{k-1} \right] = 0. \quad (22)$$

Comparison of (22) and (2) leads to the definitions

$$R_k = \alpha \left(\frac{\bar{\Theta}_{k+2}}{\Theta_k} - 1 \right); \quad S_k = \beta \left(1 - \frac{\bar{\Theta}_{k+2}}{\Theta_k} \right). \quad (23)$$

Using the relation for potential temperature and the condition (12), it follows that

$$\frac{\bar{\Theta}_{k-2}}{\Theta_k} = \frac{\bar{\Theta}_k}{\Theta_{k+2}} = \dots = \left(\frac{p_k}{p_{k-2}} \right)^\alpha = d^\alpha = \text{const}; \quad \alpha = \frac{R}{c_p}. \quad (24)$$

Because of (24), R_k and S_k are constant with respect to height. As a consequence, we finally define

$$\alpha = \frac{d^\alpha}{1 + d^\alpha}; \quad \beta = \frac{1}{1 + d^\alpha}. \quad (25)$$

Note that in the limit, when Δp (or $\Delta \sigma$) tends to zero, we obtain the weighting factors

$$\lim_{\Delta p \rightarrow 0} \alpha = \lim_{\Delta p \rightarrow 0} \beta = \frac{1}{2}. \quad (26)$$

1.3. *Condition (iii)* As shown by Tokioka (1978) when condition (iii) is applied to the solutions of the quadratic equation (13),

$$M = \frac{(d+1) - \frac{1}{H}(C_{k+2}S_k + dC_kR_k)}{1 + \frac{1}{H}C_{k+2}R_{k+2}}$$

must be constant with height. This will indeed be the case since, as we have shown, the parameters C , R and S do not depend on height.

Thus, summarizing, if a model is defined on the C' grid, with levels equally spaced with respect to $\ln(p)$, and if the proposed modified HIBU scheme for temperature advection is used, then the false internal wave reflection from the upper model boundary as well as the computational two-grid-interval temperature waves should be avoided. However, this approach may have a potential computational deficiency, i. e. the uncentred temperature advection scheme does not conserve energy within the vertical advection. This problem is expected not to be too serious because the deviation of the proposed scheme from the centered one is small. For example,

when the model atmosphere is divided into five layers, as was done in our experiments, the weighting factors α and β take the values of 0.48 and 0.52, respectively.

Finally, it is important to note that the finite difference analysis holds for the isothermal case. In our experiments, the temperature advection scheme is used for the tropospheric motion simulations, which is not isothermal, and therefore we should expect only the limited response.

2. Experiments

The limited area HIBU model used for the experiments is defined on the E (Arakawa notation) horizontal grid with longitude-latitude coordinates and the sigma vertical coordinate. Its horizontal advection scheme conserves C grid energy and enstrophy as well as E grid energy and momentum for the non-divergent motion (Janjić, 1984). The analogue of the hydrostatic equation is chosen so as to minimize the vertical discretization error (Janjić, 1977, 1979). The two-grid-interval noise existing on E horizontal grid is successfully prevented by modifying the conventional centered schemes for the terms governing the propagation of the gravity waves by introducing auxiliary velocity points midway between the adjacent high points and adding the contribution of the pressure gradient force. Making use of the velocity terms thus obtained, the divergence term of the continuity equation is calculated more accurately. This procedure (Janjić, 1979) used in the HIBU model was applied along the lines of the Mesinger's (1973) procedure.

The model of the so-called "physical processes" as used here, includes a formulation of the surface drag, a simple parametrization of the vertical momentum transport, and the standard dry convective adjustment.

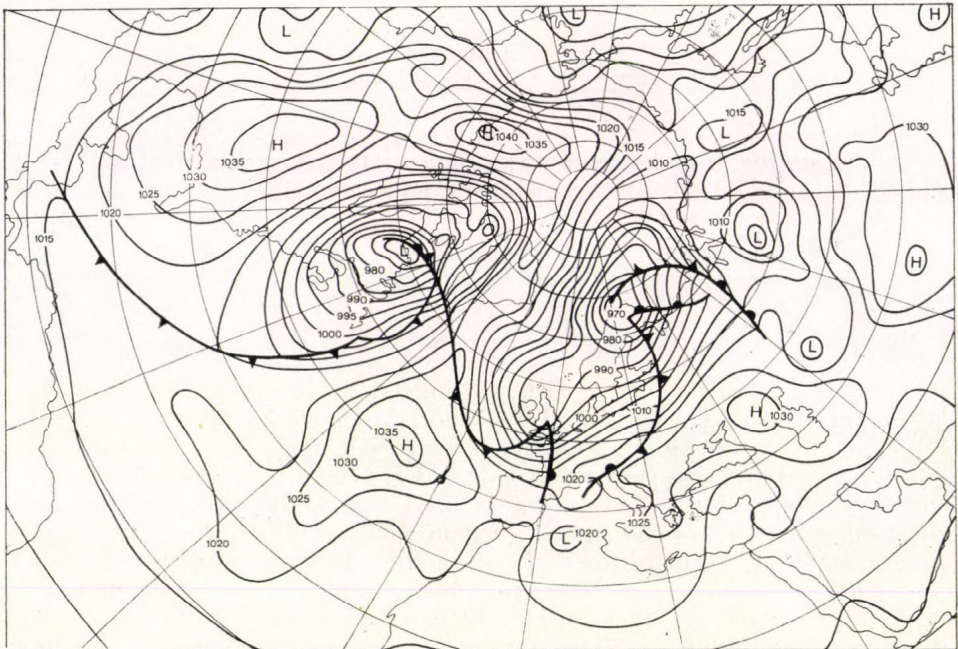


Fig. 2 : Surface analysis 00 GMT 11 January 1978

Experiments to be shown here were all performed with a horizontal grid of 41×19 grid points (carrying the same variable), located at every intersection of a $1.5^\circ \times 1.0^\circ$ longitude x latitude mesh. In the vertical, the model was bounded by the model topography at the bottom and by $p_t = 200$ mb at the model top.

The experiments were performed with the following two model versions:

(a) the control version with 6 levels equidistantly spaced with respect to sigma coordinate and with operatively used vertical advection scheme for temperature – *HIBU-A version*, and

(b) the experimental version with 6 levels equidistantly spaced with respect to $\ln(p)$ and with the modified temperature advection scheme – *HIBU-B version*.

Second order diffusion terms were present in the momentum and temperature equations with the diffusion coefficients of $2 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. For each experiment, time dependent boundary conditions were linearly interpolated from the sets of five previously prepared 00 GMT and 12 GMT analyses.

No initialisation procedure was used. However, divergence dumping (*Sadourny, 1975*) was performed during the first 6 hours of the integration time.

2.1. The January 1978 case. This was the case with a prominent cyclogenesis that occurred in the lee of the Alps.

One and a half days before the cyclogenesis developed, the “parent” cyclon with 990 mb in its centre was located over England (see the surface 00 GMT 11 January map displayed in *Figure 2*).

In the next 24 hours, the cyclon moved westward and the corresponding cold front passed over the Alps. As a consequence a typical deformation of the

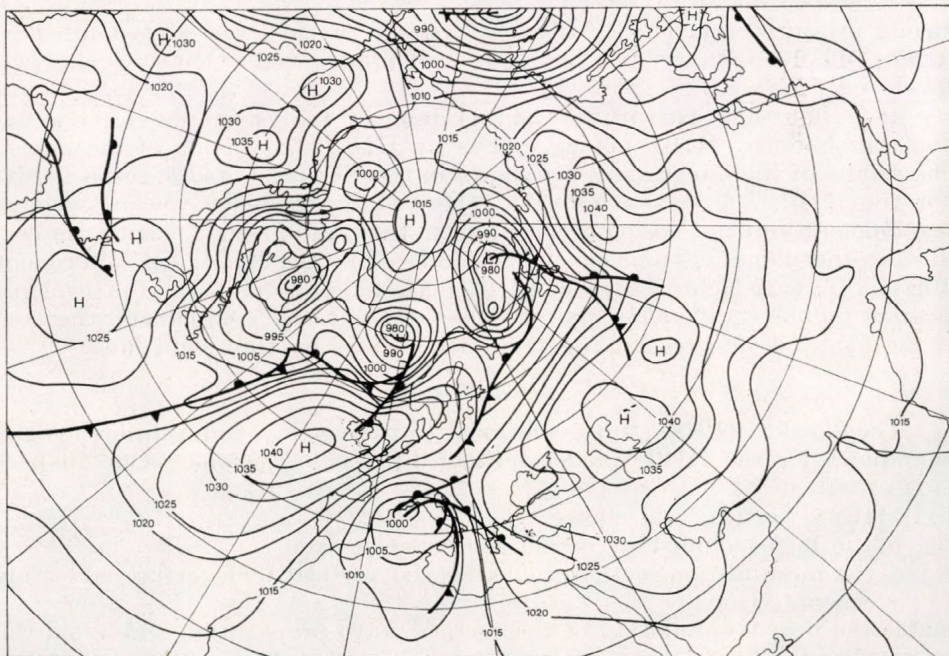


Fig. 3 : Surface analysis 00 GMT 13 January 1978

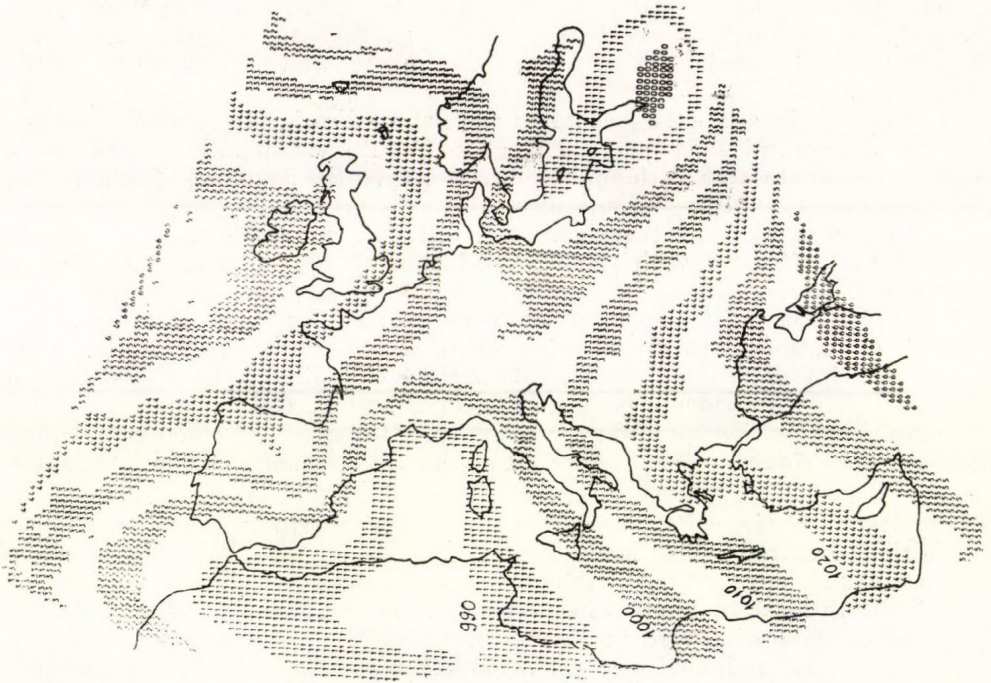


Fig. 4: HIBU - A 48-hour surface forecast, valid for 00 GMT 13 January 1978.

surface pressure occurred. Finally, the "parent" cyclon was almost filled up at 00 GMT 13 January, but the new, well pronounced, Genoa cyclon wa developed (Figure 3).

48 - hour forecast with 00 GMT 11 January analysis as the initial situation was made by HIBU - A as well as by HIBU - B version of the model. The results of the integrations are shown in the Figures 4. and 5, respectively. For the HIBU - A version (Fig. 4), there is the tendency toward cyclonic development, but the closing of a contour in the Gulf of Genoa is not achieved. On the other hand, contour closing is simulated by the HIBU - B experiment (Fig. 5). A satisfactory agreement of both integrations with the cyclonic location on the verification map is evident. For easier comparison, the area of the model is denoted on the verification maps by thin solid line.

3. Conclusion

The Tokioka (1978) study concerned to the vertical finite differencing is reproduced for the HIBU model vertical differencing schemes. Our analysis shows that

- a) the C' vertical grid choice,
- b) the $\ln(p)$ equidistant model level spacing, and
- c) the modification of the originally used vertical temperature advection scheme

enable the proper simulation of the vertical wave propagation and avoid the existence of the false vertical two-grid-interval temperature noise in the HIBU integrations.

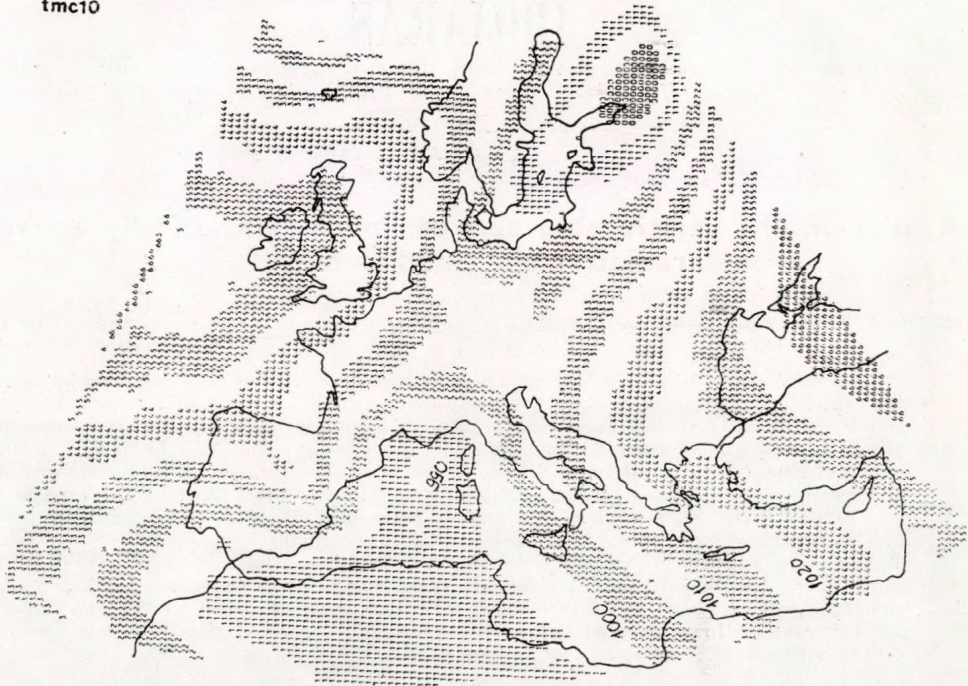


Fig. 5: HIBU - B 48-hour surface forecast, valid for 00 GMT 13 January 1978.

The sensitivity experiment has confirmed theoretical analysis. Experiment shows that slight improvement is obtained by the modified HIBU - B version of the model. However, certain definite conclusion cannot be given analysing one separate synoptic case.

Acknowledgement. The authors are grateful to Dr. Zaviša Janjić, Hydro-meteorological Institute of the SR Serbia, Belgrade, for valuable comments and discussions.

REFERENCES

- Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. *Tech. Rept. No. 7*, Setp. of Meteorology, Univ. of California, Los Angeles, 116 pp.
- Janjić, Z. I., 1977: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 186 - 199.
- Janjić, Z. I., 1979: Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contrib. Atmos. Phys.*, 52, 69 - 84.
- Janjić, Z. I., 1984: Momentum and energy conserving advection scheme for semi-staggered grids with strictly controlled non linear energy cascade (in print)
- Mesinger, F., 1973: A method for construction of second-order accuracy difference schemes permitting no false two-grid-interval wave in the height field. *Tellus*, 25, 444 - 458.
- Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. *Contrib. Atmos. Phys.*, 50, 200 - 210.
- Mesinger, F., 1981: Horizontal advection schemes of a staggered grid-An enstrophy and energy conserving model. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 467 - 478.
- Mesinger, F., Strickler, R. F., 1982. Effect of mountains on Genoa cyclogenesis. *J. Met. Soc. Japan*, 60, 326 - 338.
- Sadourny, R., 1975: The dynamics of finite-difference models of the shallow-water equations. *J. Atmos. Sci.*, 32, 680 - 689.
- Tokioka, T., 1978: Some considerations on vertical differencing. *J. Met. Soc. Japan*, 56, 98 - 111.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No. 1. Jan–Feb. 1986 Budapest

A note on the relationship between photosynthetically active radiation and cloud amount

NATHAN, K. K., *Water Technology Centre, Indian Agricultural Research Institute, New Delhi—110012*

A note on the relationship between photosynthetically active radiation and cloud amount. Quantification of photosynthetically active radiation (PAR) is an asset for plant growth and development. PAR influences evapotranspiration and dry matter production potential of many crops. Cloudiness play important role in reducing PAR. New Delhi falls under semi-arid zone (28°35' N) of India. During monsoon season (July–Sept.) crops are grown under rainfed conditions. Low and middle altitude clouds prevail during this period and thus reduce PAR. There is an inverse relation between PAR and cloud amount. Moisture in the clouds absorb PAR. Morning hour values are highly significant ($r = -0.69$). Two or more crops are grown with irrigation facilities during winter (Dec–Feb) in this region. During this period there is significant positive relation in the morning ($r = +0.64$) and significant negative relation ($r = -0.98$) in the noon between PAR and cloud amount values. However, PAR values could be computed by using the relationship equation (Table 1).

✱

A fotoszintetikusan aktív sugárzás és a felhőzet mennyisége közötti kapcsolatrol. A növények növekedése és fejlődése értékeléséhez célszerű ismerni a fotoszintetikusan aktív sugárzás (PAR) mennyiségét. A PAR hatással van sok növény evapotranspirációjára és szárazanyag termelésére. A PAR értékének szabályozásában a felhőzet fontos szerepet játszik. Új-Delhi Indiának a semi-arid övezetében van. A monszun időszakában (július–szeptember) a növényzet csapadékellátottsága jó. Ezen időszakban az alacsony szintű és közepes szintű felhőzetből van a legtöbb és ezek csökkentik a PAR mennyiségét. A felhőzet mennyisége és a PAR között inverz kapcsolat van. A felhőzet nedvessége elnyeli a PAR-t. Reggeli órákban a kapcsolat erősen szignifikáns ($r = -0.69$) Télen (december–február) ebben az övezetben néhány növény öntözésre szorul. Ebben az időszakban a reggeli órákban szignifikáns pozitív kapcsolat ($r = +0.64$), délben szignifikáns negatív kapcsolat ($r = -0.98$) van a PAR és a felhőzet mennyisége között. Az I. táblázatra támaszkodva a PAR-értékek az összefüggések alapján kiszámíthatók.

✱

Introduction. Photosynthetically active radiation (PAR) is an important component of solar radiation which helps in understanding the plant growth and its development (Szeicz, 1974). It is a major element in the determination of evapotranspiration and dry matter production potential of various crops. Photosynthetically active radiation is not recorded as a routine meteorological parameter and thus the information of this parameter is lacking. New Delhi (28°35'N) is located in a semi-arid belt of India where two or more crops are grown depending on the availability of irrigation. However, during monsoon season (July–Sept.) crops are grown under rainfed conditions. There is not enough sunshine and radiation as cloud amount is very high. This reduces the solar radiation as well as PAR value available to the plants for its metabolism. Similarly in winter, mist, fog and dew particles may reduce their intensity. The relationship between PAR and cloudiness is not very much

quantified. In this paper an attempt is made to understand the location specific relationship between PAR and cloud amount in various seasons at New Delhi by adopting simple correlation technique and the regression equations are generated to estimate PAR from cloudiness.

Experimental Method

Daily recording of PAR and cloud amount were made at the farm area of Water Technology Centre's Micrometeorological observatory, Indian Agricultural Research Institute, New Delhi (28°35'N) from June 1976 to December

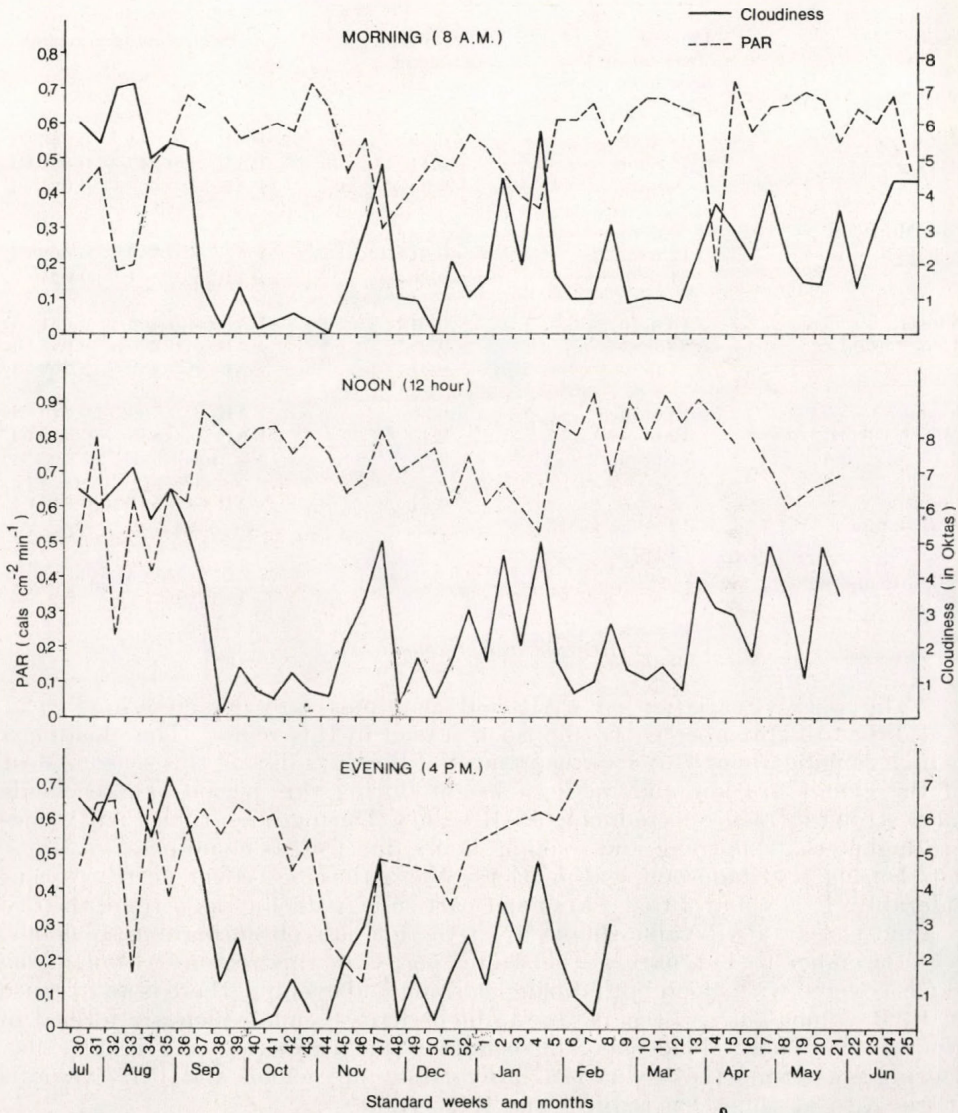


Fig. 1: The weekly variation of the photosynthetic active radiation (PAR) and cloudiness during morning (8 A.M.), noon (12 hours) and evening (4 P.M. local time)

1977. PAR was monitored at 0800, 1200 and 1600 hrs (local time). Simultaneously cloud amount were also recorded. The PAR was recorded using Lamda quantum sensors (McCree, 1966) belonging to LI-190 series (Lincoln Co., USA). Cloud amount is usually measured by visual method and its unit is in oktas. The daily values of PAR and cloudiness were computed for standard weeks.

TABLE I

Relationship between photosynthetic active radiation, (PAR) and cloudiness (CL) at New Delhi (28°35' N)

Season	Time of observation (local time)	Correlation coefficient <i>r</i>	Relationship equation
Monsoon (July - Sept)	8 a. m.	-0.69*	PAR = 0.684 - 0.046 CL
	12 noon	-0.41	PAR = 0.247 - 0.050 CL
	4 p. m.	-0.38	PAR = 0.696 - 0.031 CL
Post-Monsoon (Oct. - Nov.)	8 a. m.	-	Not recorded
	12 noon	+0.01	PAR = 0.752 + 0.002 CL
	4 p. m.	-0.26	PAR = 0.481 - 0.027 CL
Winter (Dec. - Feb.)	8 a. m.	+0.64*	PAR = 0.466 + 0.031 CL
	12 noon	-0.98*	PAR = 0.266 - 0.085 CL
	4 p. m.	+0.37	PAR = 0.489 + 0.259 CL
Spring (March - April)	8 a. m.	-0.35	PAR = 0.700 - 0.049 CL
	12 noon	-0.15	PAR = 0.858 - 0.012 CL
	4 p. m.	-	Not recorded
Summer (May - June)	8 a. m.	+0.51	PAR = 0.567 + 0.210 CL
	12 noon	-	Not recorded
	4 p. m.	-	Not recorded

*Significant at 5% level

Results and discussion

The weekly variation of PAR and cloudiness are depicted in *Fig. 1*.

July to September is the monsoon season in this region. The cloudiness is high ranging about 7 to 8 oktas in most of the days during this season. Most of the clouds are low and medium height during this period. These clouds have strong influence in reducing PAR values. During noon time PAR values are higher than morning and evening hours due to less cloudiness.

During post-monsoon season (Oct. - Nov.) the cloud cover decreases considerably. It is about 2 to 4 oktas and particularly during noon time, the sky is almost clear. PAR value shoots up as there is less obscuring due to clouds.

December to February is the winter period in this region. Although the sky is covered with cloud both during morning and evening, there is an increase of PAR value. This is perhaps due to high cirrus clouds which are formed in this season. These clouds may have least influence in reducing PAR value. During noon time the sky is less obscured by any cloud and PAR value is more. Also at times fog reduces the PAR value.

During the spring season (March and April), PAR value shows an increasing trend compared to cloud cover. May and June are termed as summer

season. In this period there is intense heat due to high atmospheric temperature. There is an increase of PAR value during part of May month. It is reduced by the formation of thunder clouds during noon time during June month. The reduction of PAR values is due to absorption of PAR by the water present in these clouds.

Table I depicts the relation of PAR and cloud amount in various seasons. We could see that during monsoon months there is negative relation between PAR and cloudiness and the correlation coefficient during morning hours is highly significant ($r = -0.69$). Similarly during winter season both in morning hours ($r = +0.64$) and noon time ($r = -0.98$) the relationship between them are quite significant. In PAR, red level band of the spectrum is more prone and sensitive to water vapour or moisture in the atmosphere. It is quite obvious that the negative relation of PAR and cloudiness in the monsoon season is due to significant absorption of water present in the monsoon clouds which absorbs PAR considerably. Also negative relation at times in winter season is perhaps due to little moisture present in fog or dew. Negative relation during April month presumably due to western disturbances and pre-monsoon thunder clouds which reduces PAR values.

Also from *Table 1*, weekly PAR can be worked out using cloud amount data for various seasons from the relationship equation.

Acknowledgement. The author sincerely acknowledges Dr. A. M. *Michael*, Project Director, Water Technology Centre and Director, I.A.R.I., New Delhi, for giving facilities in this study.

REFERENCES

- McCree, K. J.*, 1966: A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation. *Agri. Met.* 3, 353-366.
Szeicz, G., 1974: Solar radiation for plant growth. *J. Appl. Ecol.* 11, 617-636.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No. 1. Jan–Feb. 1986 Budapest

Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése

AMED, A. F.—GULYÁS OTTÓ—KETSKEMÉTY LÁSZLÓ, Központi Meteorológiai Intézet, H—1525
Budapest, Pf. 38

Periodical analysis of meteorological time series. In the first part of the article, we deal with the mathematical basis of the periodical analysis and some meteorological aspects. Moreover we demonstrate two concrete applications: the periodical analysis of 80 year series of decade temperatures and that of the daily values of the 24 year series of the 500 mbar level. The numerical results are summarized in the Table I and Table IV.

×

Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. A dolgozat első részében összefoglaljuk a periodicitás vizsgálat matematikai alapjait és néhány meteorológiai vonatkozását. A továbbiakban két konkrét vizsgálatot mutatunk be: a 80 éves hőmérsékleti dekádértékek sorozatainak, valamint az 500 mbaros szint napi sorozatának periodicitás elemzését. A számítási eredményeket az I. és a IV. táblázat tartalmazza.

×

Bevezetés. A periodikus függvények közelítése trigonometrikus függvények lineáris kombinációival — a Fourier-sorok elmélete — már régen alapvető fejezete a matematikának. Ebből a témából számos újabb, ma is élő matematikai résztudomány fejlődött ki, melyek a Fourier-sorok általánosításai, és amelyeket elsősorban a fizika, valamint a műszaki tudományok különböző problémáinak a megoldására sikeresen alkalmaznak. Az elmélet kiterjesztései között jelentkezett többek közt az az igény is, hogy trigonometrikus függvények lineáris kombinációival közelítsenek nem szigorúan periodikus függvényeket, esetleg sztochasztikus folyamatokat is. Az első fontosabb eredményt e területen — éppen meteorológiai idősorok vizsgálatával kapcsolatban — Schuster (1898) munkája jelentette, és a matematikai statisztikában ezt a munkát tekintik a statisztikus harmonikus analízis kezdetének.

Magyarországon — tudásunk szerint — Steiner Lajos (1931) cikke jelezte a harmonikus analízis meteorológiai alkalmazásának kezdetét. Később Jordan (1949) ismét felhívta a figyelmet a periodicitás-vizsgálatok meteorológiai hasznosíthatóságára. Komolyabb adatsorok feldolgozására azonban csak az utóbbi időben (Péczely és Csomor, 1973, valamint Oross és Vas, 1974) került sor. A nemzetközi meteorológiai irodalom már gazdagabb. Mindenekelőtt a napfolttevékenységet jellemző ún. Wolf-szám 1700–1960 közötti éves sorának periódus-elemzése sokszor vizsgált kérdés (Anderson, 1971; Yule, 1927; Waldmayer, 1961; Morris, 1977 stb.). Találhatunk perióduselemzést a Balti jég-határ változásaira, különböző cirkulációs indexek ingadozásaira (Lamb, 1972) és számos más elemre, de általában azt mondhatjuk, hogy az ismert periódusokon kívül szignifikáns, prognosztikában is alkalmazható periódusokat nemigen találtak. Ennek következtében bizonyos meteorológiai körökben a perio-

dicitás-vizsgálattal szemben elég pesszimista nézetek alakultak ki. Ilyen vélemények összefoglalását találhatjuk például *Götz* és *Kaba* kéziratos anyagában, amelyből kiemelhető az USA Tudományos Akadémiájának állásfoglalása (NAS, 1975).

A küzdelem a hasznosítható és tudományos értékű rejtett ciklusok megtalálásáért azonban még nem ért véget. A jobb eredmények eléréséhez:

a) az elmélet fejlődése és rendszereződése a matematikai statisztikában;
 b) az egyre hosszabb, szakmailag korrekt adatsorok megjelenése korszerű adathordozókon; valamint

c) az elektronikus számítógépek fejlődése, azok nagy pontossága és nagy sebessége

szolgálnak tartalékul. Ami a statisztikai módszerek fejlődését illeti, meg kell említeni, hogy számos kisebb-nagyobb előrelépés után a jelentős ugrást *Kolmogorov* (1941) és *Wiener* (1949) egymástól függetlenül elért eredményei jelentették, amelyekben nagy mértékben általánosították az addigiakat és számos alkalmazásnak nyitottak kaput. Nem célunk az azóta írt szakirodalom értékelése vagy monográfikus elemzése, helyette megemlítünk néhány korszerű, világszínvonalú összefoglaló könyvet: *Anderson* (1971), *Priestley* (1981) és *Hannan* (1970) munkáit. Ezek a könyvek a matematikai részletek után érdeklődőknek és a felhasználóknak jól rendszerezve megadják a legutóbbi időszak e területen elért eredményeit is. A számítógépek szerepe és az adatbázisok gazdagodása nem kíván további magyarázatot, valószínűleg mindenki számára világos a súlyuk az ilyen típusú kutatásokban.

Munkánkban célul tűztük ki, hogy a ma legkorszerűbbnek tűnő matematikai eszközökkel, igényes számítástechnikai feltételek mellett, a hazánkban fellelhető fontosabb, hosszú meteorológiai sorokra elvégezzük a periodicitás-vizsgálatot. Amennyiben találunk szignifikáns, rejtett periódusokat, akkor ezeket a megfelelő szakemberekkel együttműködve megpróbáljuk a prognosztikában és a klimatológiában alkalmazni, de számolunk a negatív eredmény lehetőségével is. Az ilyen irányú munkánk első fázisáról számolunk itt be, a matematikai alapok összefoglalásával és két konkrét vizsgálattal: a 80 évi dekád hőmérsékleti sorok, valamint a 24 évi 500 mbaros szint egy rácsponti adatának periodicitás-elemzésével.

1. A matematikai alapok összefoglalása

Vizsgálatunk tárgya a meteorológiai elemek olyan idősora, amelyet valamilyen sztochasztikus folyamat realizációjának

$$X(1), X(2), \dots, X(n) \quad (1)$$

sorozatával írunk le. Ebben az idősorban $X(i)$ az i -edik időpillanatban észlelt vagy számított érték. Olyan idősorok analízisével kívánunk foglalkozni, amelyekben valamilyen periodikus jelenséget tételezhetünk fel. Vizsgálatunk célja éppen ezeknek a periódusoknak a felderítése, valamint annak jellemzése, hogy e periódusoknak milyen szerepük van a folyamat előállításában. Az X sortozatot a következő matematikai modellel írjuk le:

$$X(k) = \sum_{i=1}^M a_i \cos(\omega_i k + \Phi_i) + \mu(k), \quad k = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

ahol M természetes szám (a periodikus összetevők száma), az a_i és az ω_i számok valós számoknak egy sorozata, $\{\Phi_i\}$ a $(-\pi, \pi)$ intervallumon egyenletes eloszlású független valószínűségi változók vektora, $\mu(k)$ pedig a $\{\Phi_i\}$ -ktől

független fehérzaj folyamat, azaz olyan valószínűségi változó sorozat, amelyeknek a várható értéke zérus:

$$M[\mu(k)] = 0, \quad (3)$$

és a tagjai korrelálatlanok:

$$\text{cov}(k, l) = M[\mu(k)\mu(l)] = \begin{cases} 0, & \text{ha } k \neq l, \\ \sigma_\mu^2, & \text{ha } k = l. \end{cases} \quad (4)$$

Vagyis modellünknel azt tételezzük fel, hogy a vizsgált idősor előállítható trigonometrikus függvények lineáris kombinációi (a periodikus tag) és egy független zajtag összegeként. A feladat az, hogy a megfigyelések $X(i)$ sorának egyetlen realizációjával becslést adjunk az M , az $\{a_i\}$ és $\{\omega_i\}$, valamint a $\{\Phi_i\}$ értékekre.

Tekintsük az idősort modellező (2) kifejezés periodikus tagjának egy összetevőjét, és az legyen

$$Z(k) = a \cos(\omega k + \Phi). \quad (5)$$

A koszinusz függvény tulajdonságai miatt $Z(k)$ periodikus függvény a $2\pi/\omega$ periódus szerint. Az egységnyi hosszúságú intervallumba eső periódusok száma – amelyik nem feltétlenül egész szám – a periódus reciproka $\omega/2\pi$, amelyet *frekvenciának* nevezünk. Látható, hogy a $Z(k)$ függvény maximumait a

$$K_{\max} = -\frac{\Phi}{\omega} \pm \frac{2\pi}{\omega} l, \quad l = 0, 1, 2, \dots$$

időpontokban veszi fel (szintén nem feltétlenül egész). Az a együtthatót *amplitúdónak* nevezzük. A Φ valószínűségi változó a *fázis*. Vizsgálatunkban – amikor a becslést egyetlen realizáció alapján végezzük – a fázist tekinthetjük konstansnak is, mivel egy realizáción belül egyetlen értéket vesz fel. Ugyancsak az általánosítás megsértése nélkül feltehetjük, hogy $|\omega| \leq \pi$.

A fázis formailag kiiktatható a következő módon: a trigonometrikus összefüggések alapján világos, hogy a $Z(k)$ függvény felírható a

$$Z(k) = (A \cos \omega k + B \sin \omega k) \quad (6)$$

alakban is, ahol az (a, Φ) és az (A, B) párok között az alábbi egyértelmű összefüggések állnak fenn:

$$\begin{aligned} A &= a \cos \Phi, \quad a = \sqrt{A^2 + B^2}, \\ B &= -a \sin \Phi, \quad \Phi = \arctg\left(-\frac{B}{A}\right). \end{aligned} \quad (7)$$

A továbbiakban a (2)-ben leírt idősort tehát a

$$X(k) = \sum_{i=1}^M [A_i \cos \omega_i k + B_i \sin \omega_i k] + \mu(k) \quad (8)$$

modellel kívánjuk közelíteni, ahol a jelölések megfelelnek az előzőekben megfogalmazottaknak.

A (8) kifejezésben az A_i és B_i amplitúdókat a legkisebb négyzetek módszerével becsljük. Vagyis keressük azokat az A_i és B_i becsléseket, amelyekre az

$$R = R_n\{A_i, B_i\} = \sum_{k=1}^n [X(k) - \sum_{i=1}^M (A_i \cos \omega_i k + B_i \sin \omega_i k)]^2 \quad (9)$$

kifejezés a minimumát veszi fel. A szokásos eljárásnak megfelelően itt is úgy járunk el, hogy R -et differenciáljuk rendre A_i és B_i szerint, majd a differenciál-

hányadosokat zérussal tesszük egyenlővé. A felsorolt műveletek végrehajtása után a következő egyenletrendszert kapjuk:

$$\sum_{k=1}^n X(k) \cos \omega_j k = \sum_{i=1}^M A_i cc(\omega_i, \omega_j) + \sum_{i=1}^M B_i sc(\omega_i, \omega_j), \quad (10)$$

$$\sum_{k=1}^n X(k) \sin \omega_j k = \sum_{i=1}^M A_i sc(\omega_i, \omega_j) + \sum_{i=1}^M B_i ss(\omega_i, \omega_j), \quad (11)$$

ahol

$$cc(\omega_i, \omega_j) = \sum_{k=1}^n \cos \omega_i k \cos \omega_j k,$$

$$sc(\omega_i, \omega_j) = \sum_{k=1}^n \sin \omega_i k \cos \omega_j k,$$

$$ss(\omega_i, \omega_j) = \sum_{k=1}^n \sin \omega_i k \sin \omega_j k.$$

Ennek az egyenletrendszernek a gyökei adják a keresett \hat{A}_i és \hat{B}_i értékeket. A (10)–(11) egyenletrendszer megoldása adott ω_i értékek rendszerére kiszámítható, azonban az ω_i értékeket előre nem ismerjük. Ezért olyan, a tényleges ω -kat jól közelítő ω_i értékeket választunk, amelyek lehetővé teszik az egyenletrendszer megoldását. Legyen

$$L = \text{entier} \left(\frac{n}{2} \right),$$

és a továbbiakban csak azokat az ω_i értékeket keressük, amelyekre

$$\omega_i = \frac{2\pi}{n} i, \quad i = 1, 2, \dots, L,$$

és az ehhez tartozó \hat{A}_i , valamint \hat{B}_i becslések az i/n frekvenciákhoz tartozó amplitúdók becslései. Mivel általában n nagy szám, és a $2\pi/n$ sűrűségű felosztás elegendően pontos, a két frekvencia eltérése nem nagy, az így definiált ω_i értékek $2\pi/n$ sűrűséggel fedhetik a $[0, \pi]$ intervallumot. Ugyanakkor az ω_i értékek ilyen választása esetén a (10)–(11) egyenletrendszer megoldása a $cc(\cdot)$, $sc(\cdot)$ és $ss(\cdot)$ függvények ortogonális tulajdonságai miatt egyszerű lesz. Legyen ugyanis p , illetve q két olyan egész szám, amelyeket most a frekvenciák definiálásakor megengedtünk. Ezekre a p és q értékekre fennállnak a következő azonosságok:

$$cc \left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q \right) = \begin{cases} 0, & \text{ha } 0 \leq p \neq q \leq L, \\ n/2, & \text{ha } 0 < p = q < n/2, \\ n, & \text{ha } p = q \text{ és } p = 0, \text{ vagy } n/2 \text{ és } n \text{ páros.} \end{cases} \quad (12)$$

$$sc \left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q \right) = 0 \text{ minden } p, q\text{-ra.} \quad (13)$$

és

$$ss \left(\frac{2\pi}{n} p, \frac{2\pi}{n} q \right) = \begin{cases} 0, & \text{ha } 0 \leq p \neq q \leq L, \\ n/2, & \text{ha } 0 < p = q < n/2, \\ 0, & \text{ha } p = q \text{ és } p = 0, \text{ vagy } n/2 \text{ és } n \text{ páros.} \end{cases} \quad (14)$$

Ezen azonosságok alapján viszont a (10)–(11) egyenlőségrendszer könnyen megoldható, és a megoldás:

$$\widehat{A}_i = \frac{2}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \cos\left(\frac{2\pi}{n} ik\right), \quad (15)$$

$$i = 1, 2, \dots, M$$

$$\widehat{B}_i = \frac{2}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \sin\left(\frac{2\pi}{n} ik\right), \quad (16)$$

míg speciálisan

$$\widehat{A}_0 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n X(k) \text{ és } \widehat{B}_0 = 0. \quad (17)$$

Így megkaptuk az amplitúdók becslését a legkisebb négyzetek módszeréve. Most még arról kell meggyőződnünk, hogy A_i és B_i valóban jó becslései A_i -nek és B_i -nek.

Könnyen bebizonyíthatjuk, hogy e becslések torzítatlanok és erősen konzisztensek, azaz

$$M(\widehat{A}_i) = A_i,$$

$$M(\widehat{B}_i) = B_i.$$

Az A_i amplitúdó becslésének a szórása:

$$D(\widehat{A}_i) = \sqrt{\frac{2}{n} \sigma_\mu^2}, \quad \text{és} \quad D(\widehat{B}_i) = \sqrt{\frac{2}{n} \sigma_\mu^2}.$$

Mint láttuk, az \widehat{A}_i és \widehat{B}_i becslések torzítatlanok és látható, hogy

$$\lim_{n \rightarrow \infty} D^2(\widehat{A}_i) = \lim_{n \rightarrow \infty} D^2(\widehat{B}_i) = 0,$$

ezért a két becslés erősen konzisztens is, vagyis

$$M[(\widehat{A}_i - A_i)^2] \rightarrow 0, \text{ ha } n \rightarrow \infty,$$

és

$$M[(\widehat{B}_i - B_i)^2] \rightarrow 0, \text{ ha } n \rightarrow \infty.$$

Mint azt tudjuk, ez az összefüggés implikálja a becslés konzisztenciáját, vagyis, hogy minden $\varepsilon < 0$ -ra

$$P(|\widehat{A}_i - A_i| < \varepsilon) \rightarrow 1, \text{ ha } n \rightarrow \infty,$$

és

$$P(|\widehat{B}_i - B_i| < \varepsilon) \rightarrow 1, \text{ ha } n \rightarrow \infty.$$

Mindezeket túlmenően igazolható az is, hogy

$$\text{cov}(\widehat{A}_i, \widehat{B}_i) = 0$$

minden i -re. A periodikus tagot természetesen visszaalakíthatjuk úgy, hogy

$$\widehat{a}_i = \sqrt{\widehat{A}_i^2 + \widehat{B}_i^2},$$

$$\widehat{\Phi}_i = \arctg\left(-\frac{\widehat{B}_i}{\widehat{A}_i}\right),$$

és kereshetjük a folyamat előállítását az

$$X(k) = \sum_{i=1}^L \widehat{a}_i \cos\left(\frac{2\pi}{n} ik + \widehat{\Phi}_i\right) + \widehat{\mu}(k) \quad (18)$$

a lakban.

A becslések elvégzése után még ellenőrizni kell, hogy:

1. milyen \hat{a}_i értékek térnek el szignifikánsan a zérustól,
2. $\mu(k)$ milyen jó közelítéssel tekinthető fehérzajnak,
3. a zajtag $\hat{\sigma}_\mu$ szórása kellően kicsi-e?

Az \hat{a}_i amplitúdó-becsléseket ábrázolhatjuk a megfelelően nagy amplitúdók szemléletes kiválasztása céljából. Mivel $\omega_i = 2\pi i/n$ és a frekvencia $\omega_i/2\pi$, ezért a vizsgált amplitúdók az i/n frekvenciához tartoznak. Az i/n frekvenciák függvényében az ábrán a becsült amplitúdók \hat{a}_i^2 négyzeteit tartalmazó grafikont *periodogramnak* nevezzük. A periodogram csak a szemléltetést segíti, a pontosabb elemzést nem helyettesítheti. Ehhez két megjegyzés tartozik:

a) Az egyik arra vonatkozik, hogy valójában a folyamatot előállító frekvenciák nem feltétlenül $\omega_i = (2\pi/m)i$, $i = 1, 2, \dots, n/2$ alakban írhatók fel. Azonban minden tényleges ω értékhez található olyan ω_i , hogy $|\omega - \omega_i| \leq \pi/n$ legyen, és itt n értéke általában igen nagy. Az \hat{A}_i és a \hat{B}_i becslések tulajdonságaiból megmutatható, hogy bármely ω -ra a legközelebbi ω_i értéket véve az ω_i -hoz tartozó A_i , B_i amplitúdókra fennáll, hogy

$$M[\hat{A}_i] = A_i + o\left(\frac{1}{n}\right). \quad (19)$$

$$M[\hat{B}_i] = B_i + o\left(\frac{1}{n}\right) \quad (20)$$

b) A másik megjegyzés szerint természetesen meg kell vizsgálni az \hat{a}_i becsléseket is, hiszen az valószínűségi változó, és így eltérhet zérustól még akkor is, ha történetesen $a_i = 0$ lenne. Az elmondottak szerint világos, hogy ha $|a_i|$ kicsi, akkor a torzítatlanság és a konzisztencia miatt $|\hat{a}_i|$ is statisztikusan kicsi lesz, de véletlenszerűen el is térhet attól. A ténylegesen nem zérus amplitúdók becsléseinek a kiválasztásához hipotézis vizsgálati módszerekre van szükség. Ezek részletezése ebben a dolgozatban nem célunk (pontosan lásd például Priestley, 1981).

2. A számítási eredmények

2.1 *Hőmérsékleti sorok periodicitása.* A feldolgozott sorok az OMSZ – KMI Éghajlati Főosztályának összeállításai. Az adatsorokat a KSH IBM 370/155 elektronikus számítógépének adathordozóin tároljuk. Az adatsor többek között 10 állomás napi hőmérsékleti középértékét, hőmérsékleti maximumát és minimumát, valamint 10 állomás napi középértékeinek területi átlagát tartalmazza. Feldolgozásunk tárgya a kecskeméti és a budapesti, valamint a 10 állomás átlagát képező adatsor dekádósított (havi három rész, 10 – 10 + maradék nap) változata. A napi adatsor 1901. I. 1-én kezdődik és 1980. XII. 31-ével ér véget. A dekádósított adatsor hossza (n) 2880. Mind a napi, mind a dekádósított értékeket a gépi adatfelvitel után kiírtattuk és azokat manuálisan ellenőriztük.

A három idősorban igen hasonló periodikus összetevőket találtunk, négy jelentősebbet, illetve Budapesten ötöt. Ezek az amplitúdók csökkenő sorrendben (években):

Kecskemét: 1,0; 0,5; 8,0 és 2,02

Budapest: 1,0; 0,5; 13,15; 2,02 és 8,0

10 állomás átlaga: 1,0; 0,5; 8,0 és 2,02.

I. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti sorok periodicitásvizsgálatának legfontosabb paramétereit
 Dekád, 1901. 01. 01. – 1980. 12. 31. $n = 2880$

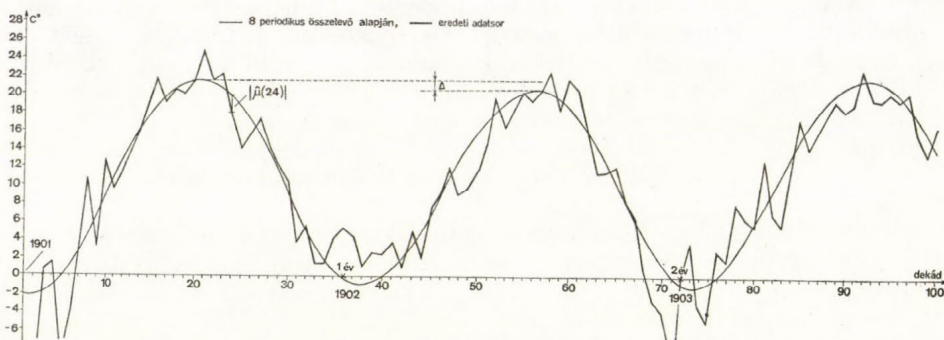
	n/i		Kecskemét		Budapest		10 állomás átlaga		
	i	periódus dekád	periódus év	a_i	Φ_i	a_i	Φ_i	a_i	Φ_i
Konsztans tag	6	480	13,15			0,3313	0,0906		
	10	288	8,0	0,3636	1,0209	0,2692	1,0240	0,3467	0,9908
	39	73,85	2,02	0,3384	-0,5962	0,2860	0,6365	0,3000	0,6435
	80	36	1,0	11,4084	-0,3666	11,1823	-0,3639	11,0810	-0,3703
	160	18	0,5	0,7350	-0,2615	0,6800	-0,0147	0,6774	-0,1482
	0^2			10,39		11,21		10,35	
	σ^2			73,74		69,95		69,44	

Az ide tartozó számítások fontosabb paramétereit az I. táblázat tartalmazza. A táblázat alapján például Kecskemét sorának periodikus közelítése

$$X(k) = 10,39 + 11,41 \cos\left(\frac{80}{n} 2\pi k - 0,3666\right) + 0,735 \cos\left(\frac{160}{n} 2\pi k - 0,2615\right) + \\ + 0,364 \cos\left(\frac{10}{n} 2\pi k - 1,0209\right) + 0,338 \cos\left(\frac{39}{n} 2\pi k - 0,5962\right) + \hat{\mu}(k),$$

alakú, és így felírható mindhárom sor közelítése is. E kifejezésekből jól látható Kecskemét és a területi átlag sorának hasonlósága, valamint a budapesti sor ezektől való eltérése is.

A szemléletesség kedvéért az I. ábrán bemutatjuk a 10 állomás hőmérsékleti átlagának eredeti sorát és a kiszámított periodikus jellegű előállítását. Jól látható grafikusan is a közelítés pontossága, bár az csak a sorozat elejét (közel három évet, azaz 100 dekádöt) tartalmazza. (A periodikus rész a nyolc \hat{a}_i szerint legfontosabb periodikus tagból áll.) Az ábrán Δ -val jelöltük 1901. és 1902. évek 21. dekádjai közötti eltérést. A $\hat{\mu}(k)$ zajtag folyamatot a köve képzőképpen jellemezhetjük:



1. ábra. A dekádsorozat és a periodikus rész kapcsolata

A zaj átlaga: $M[\hat{\mu}(k)] = 0,004$;

A zaj szórása: $\hat{S}\hat{\mu} = 2,630$;

A zaj korrelációja: $(\text{cov}(\hat{\mu}(k)\hat{\mu}(k+l))) = C(l)$.

II. TÁBLÁZAT
A zajtag korrelációja

l	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$C(l)$	1,00	0,35	0,11	0,05	0,04	0,01	0,008	0,009	-0,001	-0,009

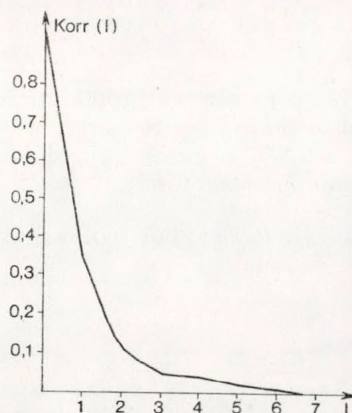
A 2. ábrán és a II. táblázatban látható, hogy $\{\hat{\mu}(k)\}$ valóban jó közelítéssel zaj, memóriája legfeljebb egy vagy két lépésre lehet lényeges. Az 1. ábrán feltűnő, hogy a „csúcsok” változóak. Megvizsgáltuk egy tetszőlegesen kiválasztott dekád 80 évi sorozatát is. Ez a választás a $(10 + K \cdot 36, K = 0, 1, 2, \dots, 79)$ (március 1 – március 10.) dekádsorozatra esett.

III. TÁBLÁZAT
A zajtag néhány statisztikai jellemzője

	Tényleges idősor	Periodikus tag	$\mu(k)$ zaj
Átlag	9,22	8,86	0,37
Szórás	2,13	0,53	1,99

A III. táblázatból látható, hogy bár az éves periódus a domináns, a többi periodikus összetevő is jelentős eltérést okoz; az átlagosan kb. 9°C-os március első dekádjának hőmérsékletében kb. 0,5 fokos ingadozást eredményeznek. Ami a zajtagot illeti, csupán azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a dekád klimatológiai előrejelzése (sokévi átlag) helyett némi (szórásban 7%-os) javulást jelent annak a periodikus sorral történő klimatológiai előrejelzése. A sokévi átlagtól való eltérés szórása 2,13, a periodikus tagtól pedig 1,99.

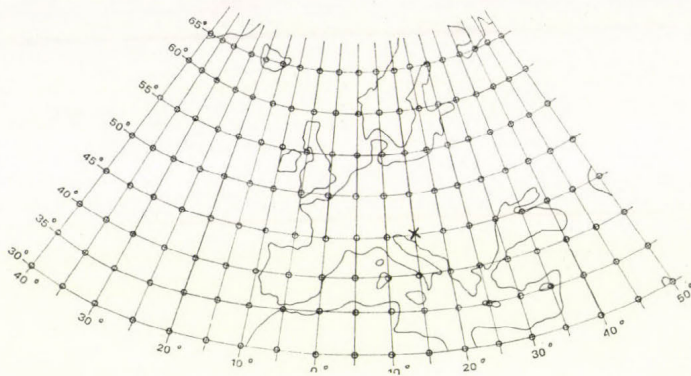
2.2 Az 500 mbaros abszolút topográfia vizsgálata. Az 500 mbaros szint adatait a Bracknell-i távprognosztikai adatbázisból leválasztott, mágnesszalagon



2. ábra. A zajfolyamat korrelációja

tárolt, rácspontokra inerpolált értékek képezték. A rácsponthálózatot (kis körökkel) a 3. ábra mutatja. Egy rácsponthoz rendelt adatsor hossza 8766 adat, 1949. I. 1. – 1972. XII. 31. közötti napi interpolált értékek.

Budapesthez legközelebb az 5. sor 7. oszlop (20. keleti hosszúság, 45. északi szélesség, további jelentésükben (5, 7), az ábrán x-szel jelölt) rácspont esik. A hibaellenőrzés során az – elenyésző számú – hiányzó adatokat 5500-as



3. ábra. A rácshálózat
(500 mbar-os szint)

értékkel helyettesítettük. Az adatsoron simítást hajtottunk végre, amely szerint

$$X_i = \frac{\frac{1}{4}X_{i-2} + \frac{1}{2}X_{i-1} + X_i + \frac{1}{2}X_{i+1} + \frac{1}{4}X_{i+2}}{1 + \frac{1}{2} + \frac{1}{2} + \frac{1}{4} + \frac{1}{4}}$$

IV. TÁBLÁZAT

Az 500 mbar-os szint periodicitás-vizsgálatának néhány paramétere

i	$\omega_i/2\pi$	Periódus nap	Periódus év	a_i	Φ
0	0			5732,32	
24	0,00274	365,25	1,00	149,32	-0,56105
48	0,00548	182,62	0,50	17,14	-0,9503
62	0,00707	141,38	0,387	9,72	-1,2354

Az (5,7) rácspont 500 mbaros szintjének adatsorozatában két jelentős periódus mutatkozott csak, az 1,0 éves és a 0,5 éves, továbbá egy kisebb, a 0,387 éves. A IV. táblázat tartalmazza a periodicitás-vizsgálat legfontosabb paramétereit.

Az V. táblázatból leolvasható, hogy a $\hat{\mu}(k)$ zajfolyamat korrelációfügg

V. TÁBLÁZAT

A zajtag korrelációja

l	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
C(l)	1	0,926	0,759	0,568	0,411	0,300	0,227	0,179	0,147	0,122

vénye sokkal lassabban cseng le, mint a hőmérséklet esetében; $\widehat{\mu}(k)$ nem tekinthető fehérzajnak.

A zaj átlaga: $M[\widehat{\mu}(k)] = 5,057$

A zaj szórása: $D[\widehat{\mu}(k)] = 59,33$

3. Megjegyzések

Ebben a dolgozatban munkánk első fázisáról számoltunk be. A következőkben néhány tapasztalatunkat és tervünket foglaljuk össze:

1. Szükségesnek látszik a jelenlegi programok általános célú univerzális, célprogramrendszerre történő átdolgozása. Ez meggyorsítaná a további adatsorokon végzendő munkát és annak kiértékelését.

2. Célszerű lenne pontosítani a legkisebb négyzetek módszerét arra esetre is, amikor a zaj nem fehérzaj (hanem például autoregresszív folyamat).

3. Hasznos lenne az $X(k)$ folyamat szórásának becslésére (és annak pontosságára) megbízható és számítógépen kiszámítható jó becslést adni.

4. Tisztázni kell a tényleges frekvenciákhoz tartozó a_i amplitúdók hipotézis-vizsgálattal történő módszereit arra az esetre, amikor nem minden $A_i = B_i = 0_i$. Ezek fokozatos kiválasztását a programba be kell építeni.

5. Pontosabban kell ellenőrizni, becsülni az eredeti $X(k)$ idősorok statisztikai tulajdonságait (eloszlását stb.).

6. A simítások hatását finomabban kell korlátozni. Most az empirikus vizsgálatok azt mutatják, hogy a szórást jelentősen, de a periodikus összetevőt alig változtatta meg a simítás. Tisztázni kell a simítások hatását.

7. A hőmérsékleti sor dekádositott alakján végzett periodicitás-vizsgálat aktív frekvenciáinak környezetében napi adatokkal célszerű finomabb vizsgálatot végezni.

8. További adatsorokon (maximum, minimum, további állomások, illetve rácsponatok, külföldi adatok) folytatni kell a periodicitás-analízist és az összehasonlító elemzéseket.

IRODALOM

- Anderson, T. W., 1971: *The Statistical Analysis of Time Series*. John Wiley and Sons
- Jordan, K., 1949: Periodikus menetet mutató észlelések megközelítése trigonometrikus függvényekkel. *Időjárás* 53. 226–231.
- Hannan, E. J., 1970: *Multiple Time Series*, John Wiley and Sons.
- Kolmogorov, A. N., 1941: Sztacionarnüe poszledovatyelnosztyü v gilbertovom prosztransztyve, *Bulletin MGI*. 2. 6. 1–40.
- Lamb, H. H., 1972: *Climate: Present, Past and Future*. 2. Methuen, London.
- Morris, J., 1977: Forecasting the sunspot cycle *f. Royal Statist. Soc. A*. 140. 437.
- NAS, 1975: *Understanding climate change*. Appendix A, US National Academy of Sciences. Washington D. C.
- Péczeley, Gy. és Csomor, M. 1973: Magyarország nyári csapadékának periodicitásai. *MTA X. Oszt. Közl.* 6. 1–4. 31–36.
- Priestley, M. B., 1981: *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press.
- Schuster, A., 1898: On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26-day period of meteorological phenomena. *Terr. Mag. Atmos. Elect.* 3. 13.
- Sneyers, R., 1976: Application of Least Squares to the Search for Periodicities. *Journal of Applied Meteorology* 15. 4. 387–393.
- Waldmayer, M., 1961: *The sunspot activity in the years 1610–1960*. Technische Hochschule, Zürich.
- Wiener, N., 1949: *The Extrapolation, Interpolation and Smoothing of Stationary Time Series*. Technology Press of the Massachusetts Institute of Technology Cambridge. Mass.
- Yule, G. U., 1927: On a method for investigating periodicities in disturbed series, with special references to Wolfer's sunspot number. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A226. 267–298.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No. 1. Jan–Feb. 1986 Budapest

A rövidhullámú sugárzási egyenleg Magyarországon

DÁVID ARANKA, Központi Meteorológiai Intézet, H—1525 Budapest, Pf. 38 és TAKÁCS OLGA,
Központi Léggörfizikai Intézet, H—1675 Budapest, Pf. 39

Short-wave radiation balance in Hungary. The areal and time distribution of the two components of the short-wave radiation balance, that is the albedo and the global radiation, are reviewed by the authors, following by a detailed analysis of the short-wave radiation balance computed from these components. The amount of radiation absorbed by different kind of surfaces are compared in each periods. The investigation is based on a 30-year (1951–1980) series of observations.

✱

A rövidhullámú sugárzási egyenleg Magyarországon. Szerzők ismertetik a rövidhullámú sugárzási egyenleg két komponense, az albedó és a globálsugárzás területi és időbeli változását az ország területén, majd részletesen elemzik az ezekből számított rövidhullámú sugárzási egyenleget. Végül összehasonlítják a különböző felszínfajták által elnyelt sugárzásmennyiségeket az egyes időszakokban. A vizsgálat 30 év (1951–1980) megfigyelései alapján készült.

✱

Az 1901–1950 évek adatait tartalmazó, ma is korszerű térkép- és adatgyűjtemény, Magyarország Éghajlati Atlasza, 1960-ban jelent meg. Az elmúlt harminc év alatt gyűjtött éghajlati adatok, valamint a korszerű sugárzás- és hőháztartás-mérések azonban olyan adatbázist hoztak létre, amely lehetővé tesz egy újabb összegező-elemző munkát, és ennek eredményeként egy új – 1951–1980-as adatokon alapuló – éghajlati atlasz összeállítását.

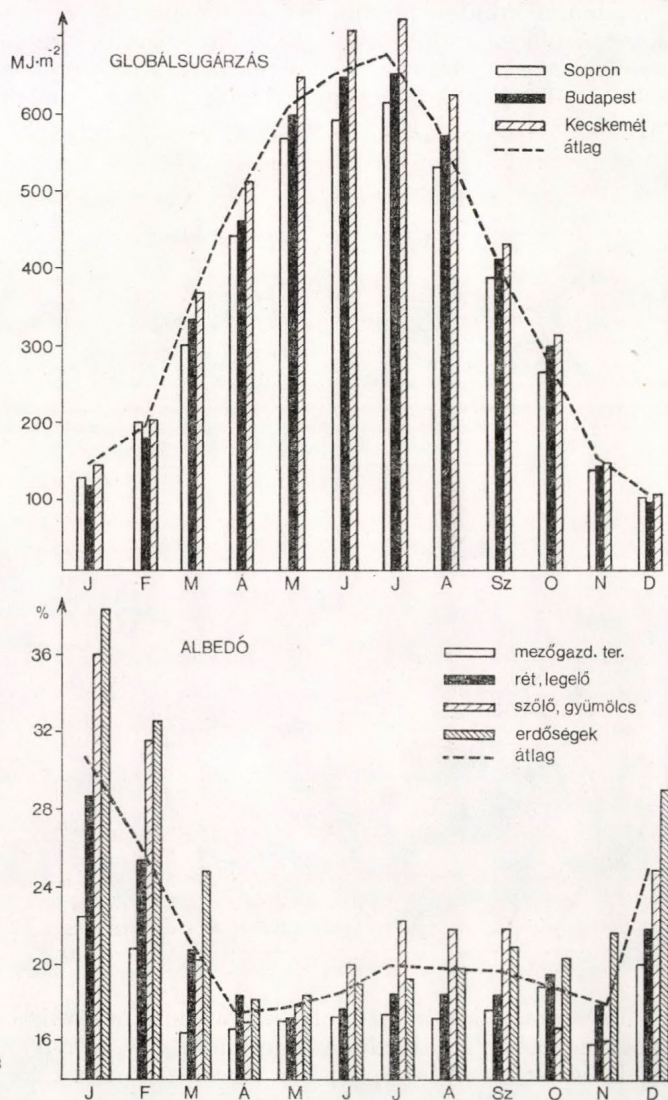
Éghajlatunk hő- és vízháztartásának alapvető jellemzője az aktív felszín sugárzásháztartása. A sugárzási komponensek területi és időbeli eloszlásának feltérképezése megkezdődött; először a globálsugárzás (Major és Takács, 1984; Major és Takács, 1985), majd az albedó (Dávid, 1984, 1985) felmérése és térképezése útján. Jelen dolgozat a rövidhullámú sugárzási egyenleg előállításának problémáit és területi változékonyságát ismerteti. A rövidhullámú sugárzási egyenleg, más néven elnyelt sugárzás a felszínre érkező rövidhullámú globálsugárzás és az onnan visszavert, ugyancsak rövidhullámú sugárzás különbsége. Nagysága tehát e két komponenst befolyásoló tényezők együttes hatásától függ.

Egy adott felszínre jutó globálsugárzást a napmagasság, a nappal-hosszúság, a tengersizint feletti magasság, a felhőzet mennyisége és a mérési hely fölötti légkör átlátszósága szabja meg.

Valamely felszín albedója – a visszavert és a beérkező sugárzás hányadosa – ugyancsak függ a napmagasságtól, de a globálsugárzással ellentétes irányban. Jelentősen befolyásolja még az albedó nagyságát a felszín fajtája, állapota, hóboritottsága és a növénytakaró fajtája.

A napmagasság-függés, valamint a felszín állapotának változása miatt mindkét komponensnek markáns az évi járása. 1. ábránkon egy-egy szaggatott görbe tünteti fel a globálsugárzás, ill. az albedó országos átlagának évi menetét.

Ugyanitt a globálsugárzás területi különbségeinek bemutatására három állomás havonkénti átlagait adtuk meg: a nyugati határszélre jellemző Sop-

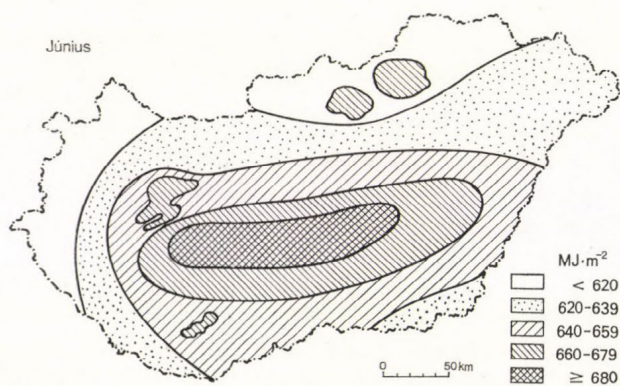
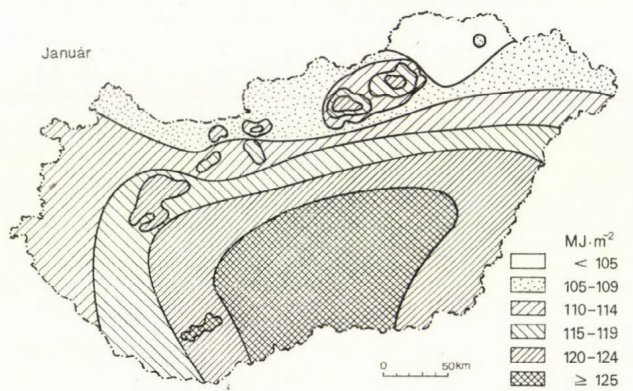


1. ábra: A globálsugárzás és az albedó átlagos évi menete

ronét, a központi fekvésű és nagyvárosi jellegű Budapestét és az Alföld középső részének sugárzásbőségét jellemző kecskeméti adatokat. Jól látható – különösen a nyári hónapokban – Kecskemét besugárzás-többlete a másik két állomáshoz viszonyítva. Sopronban a kevesebb besugárzást az átlagosan nagyobb borultság okozza. Budapest adatai az év nagyobb részében középső helyet,

átlag körüli értéket foglalnak el, kivéve a téli hónapokban, amikor a nagyváros szennyezett levegője és az ebből eredő nagyobb ködgyakoriság miatt a globálsugárzás Sopronénál is kevesebbnek adódott.

Az albedó átlagos évi menetét bemutató görbe mellett az eltérő felszínfajták albedóinak havonkénti alakulását különböző oszlopokkal jellemeztük. A maximum minden felszínfajta esetén januárban figyelhető meg. Ez a hótakarós napok nagyobb számával magyarázható. Különösen magas ez az érték a kevésbé tagolt réteken és mezőgazdasági területeken, és valamivel alacsonyabb a jól tagolt erdőségeken. A magas albedó ebben a hónapban alacsony besugárzással együtt lép fel, ezért az elnyelt sugárzás igen alacsony.



2. ábra: Az átlagos globálsugárzás januárban és júniusban (1951–1980)

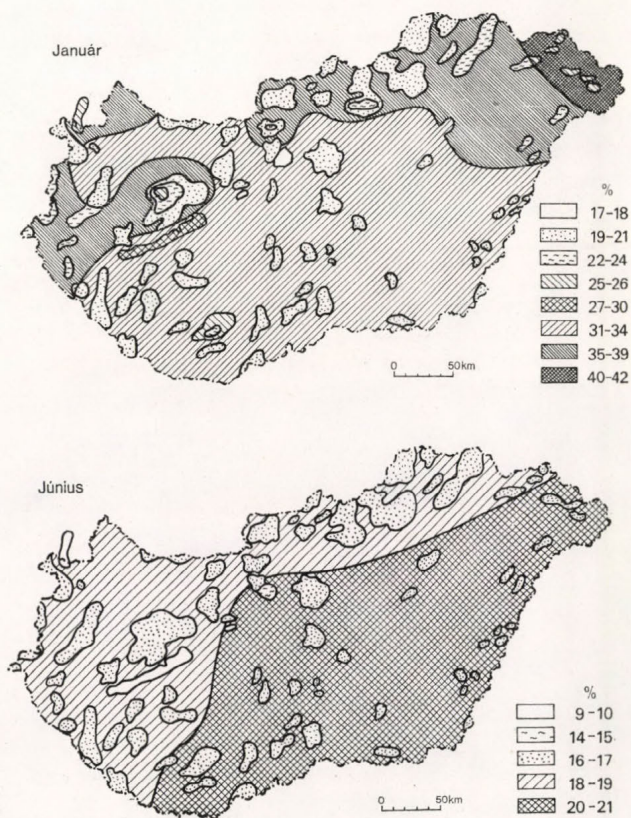
Tavasszal a különböző felszínek albedói már alig különböznek egymástól. Az évi menetben az albedó első minimuma – a nedves talajok és az alig lombosodó erdők miatt – áprilisban figyelhető meg. Erre az időszakra a globálsugárzás évi menetében már jelentős emelkedés tapasztalható, s mindezek hatására az elnyelt sugárzás összegei magasabbak lesznek.

A nyári hónapokban a mezőgazdasági növények érése és sárgulása az albedó növekedését vonja maga után a mezőgazdasági területeken, nyár vége felé nő a száradó, helyenként sárguló fűfelszín albedója is. Az erdőségek és a gyümölcsösök albedója lombosodástól őszig alig változik. Ezekre a hónapokra esik azonban a besugárzás évi maximuma, amely az elnyelt sugárzás legmagasabb értékeit eredményezi.

Ősszel, novemberben egy másodminimum mutatkozik az albedó évi menetében csaknem minden felszínfajtán, decemberben viszont a hótakarós napok számának emelkedése miatt ismét nő az albedó. Ezt a folyamatot a besugárzás erőteljes csökkenése kíséri, s mindezek hatására az elnyelt sugárzás is jelentősen csökken.

A tengerszint feletti magasság hatását a következőkben foglalhatjuk össze.

A globálsugárzás magasság szerinti változásában kétféle típust különböztethetünk meg (Major és Takács, 1979):



3. ábra: Az átlagos albedó januárban és júniusban (1951–1980)

– az egyik az ún. „nyári típus”, amikor a globálsugárzás a magassággal mintegy 500–600 m-ig (a felhőalap átlagos magasságáig) nő, majd csökken,

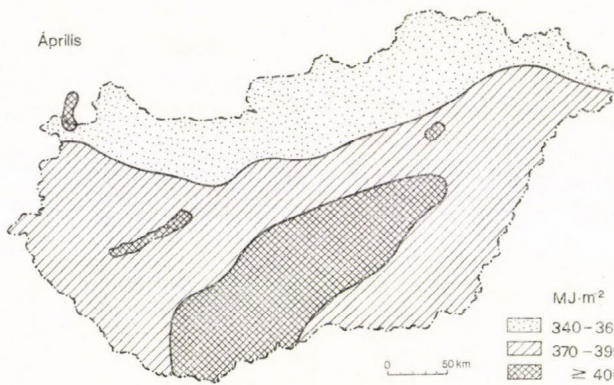
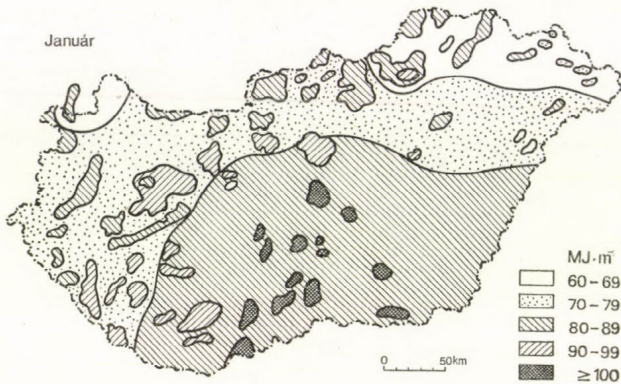
– a másik az ún. „téli típus”, amikor a globálsugárzás a magassággal mindvégig nő. Ennek oka az, hogy télen az alacsony szintű felhőzet a gyakoribb, mennyisége pedig a magassággal általában csökken.

Az albedó változását a magassággal a nyári hónapokban semmi nem indokolja, mégis hegyvidékeink legtöbbször szigetként tűnnek ki az albedó területi eloszlását bemutató térképeken. Ennek az a magyarázata, hogy a hegyvidékek legnagyobb részét összefüggő erdőségek borítják, ezeknek az albedója kisebb, mint a környező mezőgazdasági területeké. Télen a hótakarós napok

számának növekedése a magassággal az albedó növekedését vonná maga után, ám éppen az összefüggő erdőségek télen is alacsonyabb albedója ezt a növekedést nem engedi érvényesülni.

Az elnyelt sugárzás fenti két összetevőjének területi és időbeli változását az alábbiakban foglaljuk össze.

A globálsugárzás havonkénti térképeit áttekintve kétféle eloszlás-típust különböztettünk meg. Az egyik a téli hónapokra jellemző, ezt reprezentálja januári térképünk (2. ábra). Ekkor a globálsugárzás eloszlása a szélességi körökkel párhuzamos övezetességet mutat: a minimum az ország legészakibb



4/a-b ábra: Az elnyelt sugárzás átlagértéke (1951-1980) januárban és áprilisban

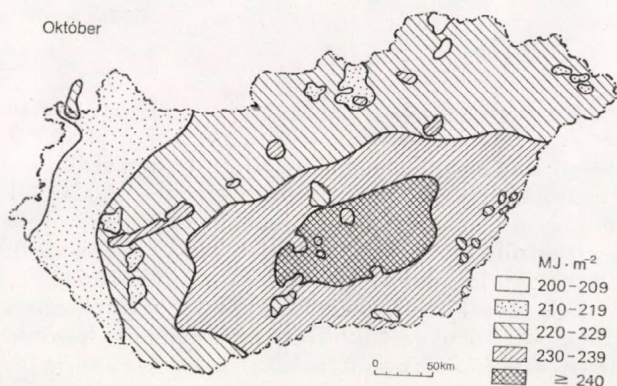
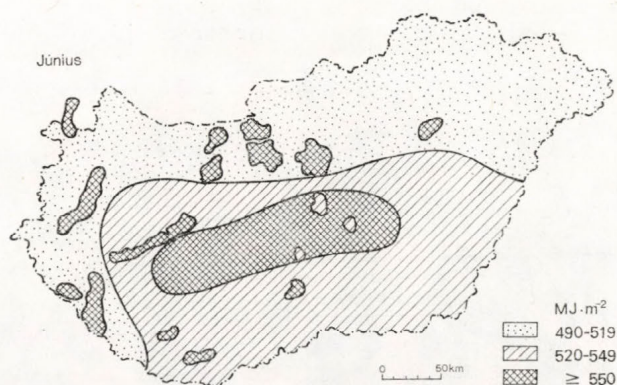
szegletében helyezkedik el, majd délfelé haladva a globálsugárzás fokozatosan nő, és maximumát az Alföld déli részén éri el. A másik, a nyári hónapokra jellemző eloszlás kora tavasztól ősziig látható, amint ezt a júniusi térképünk szemlélteti. Ebben az esetben az izovonalak a Balaton medencéjét érintő, központi fekvésű maximum körül futnak, így a legalacsonyabb értékek nemcsak az északi országrészben, hanem az átlagosan felhősebb nyugati határszélen is jelentkeznek.

Az albedó területi eloszlását ugyancsak egy téli és egy nyári térképen mutatjuk be (3. ábra).

A téli hónapokban, pl. januárban, a hótakarós napok számának átlagos

eloszlása döntő módon befolyásolja az albedó alakulását. Minthogy átlagosan legtöbb hótakarós nap az ország északi, északkeleti részén fordul elő, itt található az albedó maximuma, innen dél felé haladva fokozatosan csökken. Az erdőségek (a térképeken körülhatárolt kis területek) jól tagolt felszíne alacsonyabb albedójával kiválik a rétek és mezőgazdasági területek télen homogénebb felszínéből.

A hótakaró eltűnésével a csupasz talajok, majd a különféle növénytakarós felszínek változatossága hozza létre az albedó területi változékonyságát. Az erdőségek sötétebb lombkoronája általában kiválik a mezőgazdasági kör-



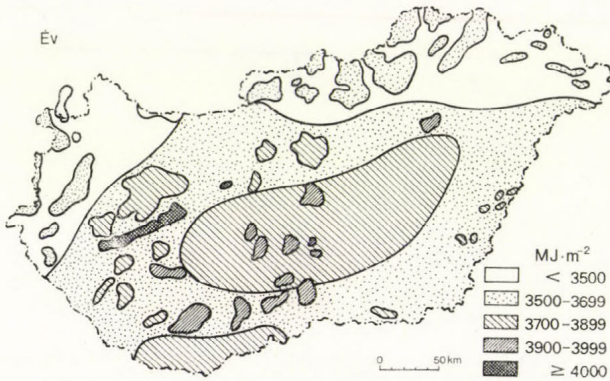
4/c-d ábra: Az elnyelt sugárzás átlagértéke (1951-1980) júniusban és októberben

nyezetből. A növényzet fejlődésében mutatkozó különbségek a nyár folyamán az albedó elég jelentős különbségeit eredményezi. Jól látható ez a 3. ábrán példaként bemutatott júniusi térképen: az Alföld délkeleti és középső részein, ahol előbb sárgul és érik a gabona, mint a hűvösebb, nedvesebb nyugati vagy északi területeken, az albedó magasabb, innen északnyugati irányba haladva csökken.

Az elmondottakból az következik, hogy egy adott földrajzi helyen számos tényező figyelembevételére van szükség az elnyelt sugárzás kiszámításához. Az elnyelt sugárzás havi és évi összegeit 44 éghajlatkutató állomás, 66 márkánsan eltérő albedójú pont és 32 rácspontról adatai alapján állítottuk elő.

A számítás eredményeként megkaptuk a rövidhullámú sugárzási egyenleg havonkénti értékeit az ország különböző tájaira, és környezetüktől markánsan eltérő felszínfajtákra (tavak, erdőségek stb.). A havonként megszerkesztett térképek közül itt csak néhányat mutatunk be.

Az aktív felszín által elnyelt sugárzás januári eloszlását a 4a. ábránk mutatja be. Amint láttuk, ebben a hónapban a globálsugárzás minimuma is az ország északi, északkeleti területén helyezkedik el, vagyis ez egybeesik az albedó maximumával. Nyilvánvaló, hogy országos eloszlásban itt találhatóak az elnyelt sugárzás legkisebb értékei. Innen délfelé haladva a növekvő besugárzás és a csökkenő albedó miatt a havi összegek a globálénál gyorsabb ütemben nőnek. Az erdőségek által elnyelt sugárzás – alacsonyabb albedójuk miatt – általában nagyobb, mint a környező területeké.



5. ábra: Az elnyelt sugárzás átlagos évi összege (1951–1980) Magyarországon

Áprilisra (4b. ábra) a besugárzás jelentős mértékben emelkedik, az albedó viszont a hótakaró eltűnése és a nedves talajok nagy gyakorisága miatt erőteljesen csökken. A megnövekedett besugárzás és csökkent sugárzásvesztés hatására az elnyelt energia havi értékei már jóval magasabbak az előző hónapokéhoz viszonyítva. Az országos eloszlás a globáléhoz hasonlóan még övezetes (az elnyelt sugárzás havi összegei északról dél felé haladva nőnek), de kezd már kialakulni a nyári időszakra jellemző központi maximum is. A tavaszi hónapok eloszlástérképeinek egyik jellegzetessége az, hogy az erdőségek nem tűnnek ki környezetükből a vetésekéhez hasonló albedójuk miatt. Annál jobban kiválnak viszont a környezetükből a már jégmentes, alacsony albedójú tavaink.

Júniusban (4c. ábra) az elnyelt sugárzás területi eloszlása sok hasonlóságot mutat a globálsugárzással. A maximum az ország középső részén helyezkedik el, de ez nem olyan kiemelkedően magas érték, mint a globál esetében, mivel itt viszonylag magasabb az albedó is. Ez utóbbi annak a következménye, hogy az ország középső, déli és délkeleti részén előbb sárgul, előbb érik a gabona, mint a hűvösebb, nedvesebb északi és nyugati területeken, és ez jóval nagyobb reflexiót eredményez. Az erdőségek sötétedő lombkoronájának alacsonyabb albedója miatt már néhol ismét kitűnnek környezetükből.

Októberre (4d. ábra) a besugárzás országszerte csökken és a mezőgazdasági növények betakarítása miatt csökken a mezőgazdasági területek albedója is. Minthogy a betakarításra délkeleten előbb kerül sor, ott az albedó-

csökkenés is előbb következik be, mint északon, vagy nyugaton. Ennek eredményeképpen az elnyelt sugárzás maximuma a besugárzás maximumához képest keletrebbre tolódik.

Az elnyelt sugárzás havonkénti eloszlástérképeit (Dávid és Takács, 1985) megvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy decembertől februárig, azaz azokban a hónapokban, amikor a hótakaró gyakorisága nagyobb, az albedó és a besugárzás egyenlő mértékben vesz részt a rövidhullámú sugárzási egyenleg területi eloszlásának kialakításában. A nyári hónapokban az elnyelt sugárzás területi eloszlását mindenekelőtt a globálsugárzás eloszlása szabja meg, az albedó-különbségek elsősorban a markánsan eltérő felszínek egyenlegének különbözőségeit hozzák létre.

Előállítottuk az elnyelt sugárzás, vagyis a rövidhullámú sugárzási egyenleg átlagos évi eloszlását is az 1951–1980-as időszakra (5. ábra). Az eredmények szerint 3500 MJ m^{-2} -nél kevesebb energiát nyelnek el a nyugati és az északi országrészek mezőgazdasági területei, rétjei, legelői. $3500\text{--}3699 \text{ MJ m}^{-2}$ közötti az elnyelt sugárzás a fenti területek erdőségein, valamint az ország központi részét övező mezőgazdasági területeken. $3700\text{--}3899 \text{ MJ m}^{-2}$ közötti a sugárzáselnyelés a legmagasabb besugárzású központi részekben, az Alföld és a Dunántúl legdélibb szegélyén, és a Bakony erdőségeiben. $3900\text{--}3999 \text{ MJ m}^{-2}$ közötti az elnyelt sugárzás a déli és a központi fekvésű erdőségekben, s végül 4000 MJ m^{-2} feletti sugárzáselnyelés már csak a magasabb besugárzást élvező, alacsonyabb albedójú tavainkon fordult elő.

Végezetül az erdőségek, rétek és mezőgazdasági területek által elnyelt sugárzást a leghomogénebb természeti felszín, a víz által elnyelt sugárzáshoz hasonlítottuk. Eredményeink szerint a szárazföldi felszínek közül a kevésbé tagolt rétek és mezőgazdasági területek (egész esztendőben magasabb albedójuk miatt) $2\text{--}16\%$ -kal kevesebb sugárzást nyelnek el, mint a vízfelszín. Az erdőségek márciustól novemberig $2\text{--}11\%$ -kal kevesebbet, ám a téli hónapokban $3\text{--}11\%$ -kal több energia elnyelésére képesek, mint a tavak jéggel borított felszíne.

A rövidhullámú sugárzási egyenleg döntő módon meghatározza azt az energiamennyiséget, amellyel a felszín gazdálkodhat. Ennek az energiának azonban még bizonyos hányada veszendőbe megy hosszúhullámú kisugárzás útján. Következő lépés tehát a sugárzási egyenleg területi eloszlásának meghatározásához az effektív kisugárzás klimatológiai sorainak) előállítására lesz.

IRODALOM

- Dávid, A. 1984: Az albedó alakulása Magyarországon az 1951–1980-as periódusra végzett számítások alapján. *OMSZ Beszámoló a 1984-ben végzett kutatásokról* (Kézirat).
- Dávid, A. 1985: Néhány felszínfajta albedójának területi és időbeli változása Magyarországon. *Időjárás* 89, 25–31.
- Dávid, A. és Takács, O. 1985: A rövidhullámú sugárzási egyenleg időszori és területi eloszlása Magyarországon. *OMSZ Beszámoló a 1985-ben végzett kutatásokról* (Kézirat).
- Major, Gy. és Takács, O. 1979: A napfénytartam és a globálsugárzás változása a magassággal Magyarországon mért adatok alapján. *Időjárás*, 75, 281–287.
- Major, Gy. és Takács, O. 1984: Main characteristics of solar irradiation in Hungary. *Internat. Agrophys.* 1(1), 67–73.
- Major, Gy. és Takács, O. 1985: A globálsugárzás területi és havonkénti változása Magyarországon. *Térképgyűjtemény a Nemzeti Atlaszhoz*. (Kézirat)

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No. 1. Jan–Feb. 1986 Budapest

Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 2. rész: A transzport-réteg szélviszonyai

FEKETE KATALIN—POPOVICS MÁRIA—IHÁSZ ISTVÁN, Központi Légekfizikai Intézet, H—1675
Budapest, Pf. 39

Diffusion climatological surveying for Hungary. Part 2: Wind characteristics for the transport layer. A method was developed for the determination of input wind data both of the surface-based and upper transport layers for the simulation of regional-range transmission. This method based on routine meteorological data. The wind condition of the surface-based transport layer is characterised by wind fields of 26 types and joining average wind speed. Wind for the upper transport layer is given by one average wind direction and speed value for the whole country. A one-year data set was evaluated and wind parameters characterised by average and frequency values.

✱

Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 2. rész: A transzport réteg szélviszonyai
A regionális léptékű légszennyeződési folyamatok szimulálásához, szerzők módszert dolgoztak ki a felszínközeli és a felső transzport réteg bemenő széladatainak rutin meteorológiai adatokból történő meghatározására. A légáramlást az ország felszínközeli transzport rétegében 26 típusba sorolt szélmezővel és az ezekhez tartozó átlagsebességgel jellemzik. A felső rétegben az áramlást a szél irányának és szél sebességének egyetlen országos átlag értékével adják meg. Egy évi adatsor segítségével a szélparaméterek átlagos és gyakorisági adatait bemutatják.

✱

1. Bevezetés. Tanulmányunk tárgya a bemenő széladatok előállítására és értékelésre regionális léptékű szennyeződési folyamatokat leíró operatív számítási módszerek széles körű alkalmazásához. Ezeket az adatokat az Országos Meteorológiai Szolgálat hálózatában rendszeresen mért, rutin-meteorológiai adatokból határozzuk meg, külön a felszínközeli és külön a közvetlenül fölötté levő felső transzport-rétegre.

Transzport-rétegnek azt a földfelszín feletti légréteget nevezzük, amelyben a légszennyező anyagok elszállíthatók, szóródnak, átalakulnak, majd pedig kikerülnek a légkörből. Gyakorlati alkalmazás szempontjából a transzport-réteg két zónáját különböztetjük meg; a felszínközeli zónát, mely a kevert réteg vastagságával egyezik meg, illetve a felsőt, mely a kevert réteg felső szintjétől – regionális léptékű folyamatoknál – átlagosan 1500 m magasságig terjed. A kevert réteg vastagsága jellegzetes nap- és évszakos menetet mutat; sajátosságait korábbi tanulmányunkban (Fekete és Popovics, 1985) részleteztük.

2. Módszerek a szélirány és szélsebesség bemenő adatainak meghatározására

Az eredő szélvektort a légkör két rétegére, naponta több időpontra, manuálisan előállítani, meglehetősen munkaigényes feladat. Ezért a szélvektorok származtatására egyszerűbb, közelítő módszereket kerestünk. Az össze-

hasonlíthatóság érdekében az eredő szélvektor egy adatsorát, a téli és a nyári félév 30–30 kiválasztott esetére Budapest-Pestlőrinc adataiból manuális munkával elkészítettük, mind a felszínközeli, mind a felső transzport-rétegre. Ehhez az adatsorhoz mérve állapítottuk meg azután a különböző módszerekkel előállított adatok megfelelőségének mértékét.

A felszínközeli transzport-réteg szélparaméterei. A felszínközeli transzport-réteg szélirány és szélesség input (bemenő) adatainak meghatározását háromféle módszerrel végeztük el. A különféle eljárással nyert adatokat egybevetettük a Budapest-Pestlőrinc állomásra előállított eredő szélvektor megfelelő adatsorával. A módszerek megnevezését és az összehasonlítások eredményét az I. táblázatban tüntettük fel, mind a felszínközeli, mind a felső transzport-rétegre vonatkozóan.

I. TÁBLÁZAT

A szélirány és szélesség bemenő adatainak meghatározására szolgáló módszerek és az eredő szélvektortól számított eltérések gyakorisága (%) a felszínközeli és a felső transzport-rétegen

Módszerek	Szélirányeltérés		Szélesség-eltérés	
	≤ 15°	> 30°	≤ 3 m/s	> 6 m/s
	gyakoriság %			
<i>A felszínközeli rétegre</i>				
Középső réteg	80	8	98	0
Rétegekre osztott	60	23	88	2
Talajszél-adatok				
magassági korrekcióval	17	67	72	4
<i>A felső rétegre</i>				
Rétegekre osztott	38	50	60	18
Geosztrófikus szél	25	67	67	20

A felszínközeli rétegre alkalmazott „középső réteg” módszer lényege, hogy a vizsgált időpontban a kevert réteg vastagság középső szintjére határoztuk meg a szél irányának és sebességének értékét. A „rétegekre osztott felszínközeli transzport-réteg” módszer esetében mint az elnevezés is mutatja, a felszínközeli transzport-réteget több rétegre osztjuk, és ezek mindegyikére irány- és sebességadatot határozzunk meg, végül ezeket átlagoljuk. A „talajszél-adatok magassági korrekcióval” eljárás alkalmazásakor a felszínközeli szélességet *Béll*, 1954-ben megjelent munkájában közreadott magassági széladatok alapján a nyári félévben 2,5 m/s, a téli félévben 4,6 m/s értékkel növeltük. A felszínközeli szélirányokat pedig a légköri stabilitás és a szélesség összefüggése alapján kimutatott (*Kriston*, 1972) átlagos előfordulási szögértékekkel korrigáltuk. Az I. táblázatból azonnal kitűnik, hogy a három közül a középső réteg módszerrel nyert eredmények közelítik legjobban az eredő szélvektor adatsorát, az irányeltérés az esetek 80%-ában nem haladja meg a 15 fokot, a sebesség pedig az esetek 98%-ában kisebb, mint 3 m/s. A 30°-nál nagyobb irányeltérés már alig, a 6 m/s-nál nagyobb sebességeltérés pedig egyáltalán nem fordult elő. Számításainkat a felszínközeli rétegre tehát ezzel a módszerrel végeztük.

A felső transzport-réteg szélparaméterei. Meghatározásukra akkor kerül sor, ha a felszínközeli transzport-réteg vastagsága 1000 m-nél kisebb. Ekkor a felső transzport-réteg szélirány- és szélességadatait 1500 m magasságig állapít-

juk meg. Az eredő szélvektor helyettesítését két módszerrel kíséreltük meg (*I. táblázat*). A „rétegekre osztott felső réteg” módszer alkalmazásakor ugyanúgy járunk el, mint a felszínközelineél, az egyes rétegekre meghatározott paraméterek átlagolása útján kapjuk a végeredményt. A másik a „geosztrofikus szél” módszer esetében a 850 h Pa-szintre határozzuk meg a szélparamétereket. Az *I. táblázat*on látható eredmények szerint a rétegekre osztott eljárással adódtak jobb eredmények, tehát a számításoknál azt célszerűbb alkalmazni.

Az elmondottakat összefoglalva regionális léptékű szennyezési folyamatok bemenő áramlási adatainak meghatározása tehát a következőképpen történik.

Budapest-Pestlőrincen végzett mérési adatokból, a valamely időpontban megállapított kevert réteg vastagságától függően, kiválasztjuk a bemenő széladatokat.

Magassági szélmérések napi két, ill. négy adatát (1, 7, 13, 19 óra) az ország nyolc mérőállomásáról vesszük figyelembe. Ezek az állomások a következők: Budapest, Debrecen, Győr, Miskolc, Pécs, Siófok, Szeged, Szombathely.

2.1 A felszínközeli transzport-réteg bemenő széladatai; szélmezőtípusok

Magyarországon eddig csak néhány városra történt meg a felszínközeli szélmező áramlási típusba sorolása. Így Szepesi et al. (1976, 1977) a vizuális analógiakeresés módszerével, Pécs térségére 6 állomás egy évi adatsora alapján 29 szélmezőtípust alakított ki. Hasonló eljárással Budapestre Fekete és Szepesi (1980), majd Probdld (1980) 9 állomás 1 évi adatsora alapján 36 típust határozott meg. A tipizálásnál a Budai-hegység áramlásmódosító hatását és a városi hősziget-cirkuláció jelenségét is figyelembe vették. Tatabánya, illetve Miskolc térségére a dinamikus, centroid elvű clusteranalízis alkalmazásával Tutsek (1983) számítógépes módszerrel 1-1 évi adatsor alapján 24, illetve 30 áramlási típust különített el.

Egész Magyarország területére magassági szélmérések adatai alapján szélmezőtípusokat eddig még nem határoztak meg.

Jelen vizsgálatunk során a felszínközeli transzport-réteg középső szintjére a vizuális analógiakeresés módszerével nyolc magyarországi magassági szélmérőállomás egy évi adatsora alapján 26 típust képeztünk, gyakorlatilag a következő módon: A korábban felsorolt nyolc magyarországi magassági

II. TÁBLÁZAT

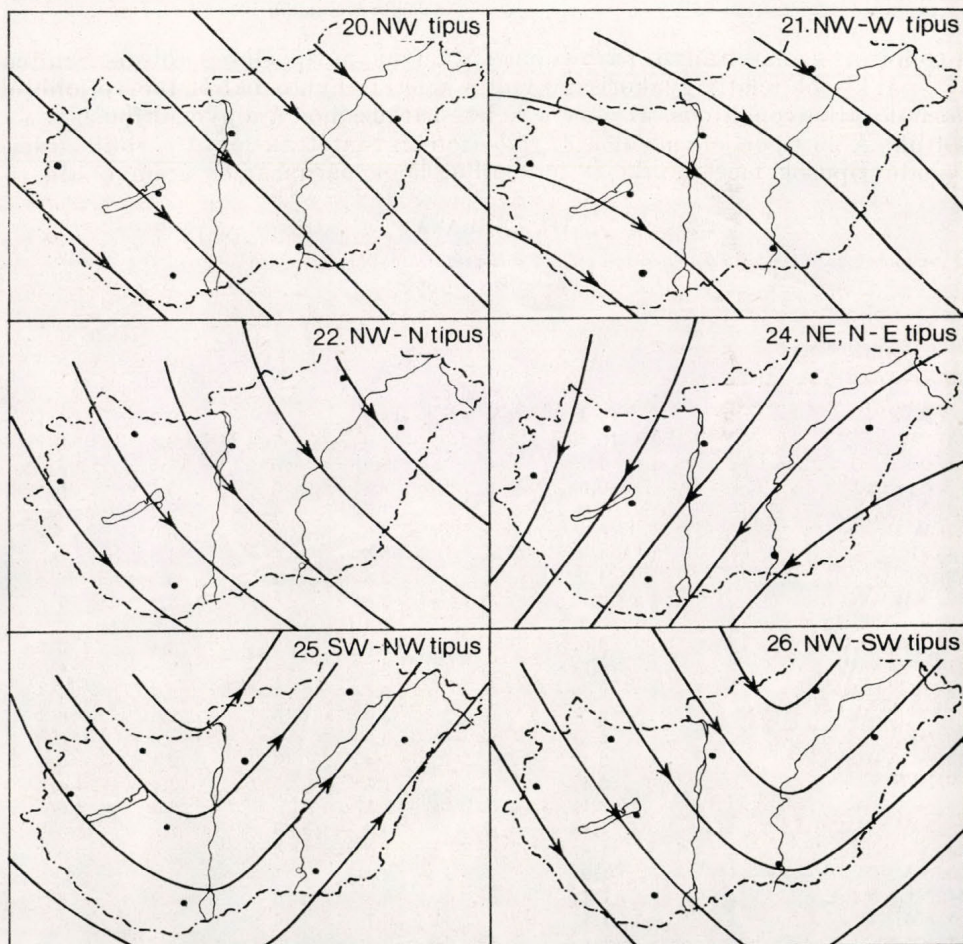
A felszínközeli transzport-réteg középső szintjére meghatározott 26 szélmezőtípus jellemzői
(g = görbült áramvonalakkal jellemezhető szélmezőtípus)

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	
N	N-NW	N-NE	NE	NE-N	NE-E	E	SE	SE-E	
3	g			g		g			
10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	
SE-S	S	S-SE	S-SW	SW	SW-S	SW-W	W	W-SW	
g		g		g				g	
19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.		
W-NW	NW	NW-W	NW-N	N, NW-NE	NE, N-E	SW-NW	NW-SW		
g		g		összeáramlási		nagy szélirány- különbség			

szélmérő-állomásnak a réteg középső szintjére jellemző eredő szélvektorát felvittük térképre. A szélvektorok alapján napi négy áramvonal-térképet készítettünk. Minden egyes térkép adataiból meghatároztuk az országra jellemző átlagsebességet. Ilyen módon végül az 1970. év adatai alapján, 1460 db áramvonal-térképünk volt.

Az áramvonal-térképekből első közelítésben 42 szélmérőtípust határoztunk meg, később a kis relatív gyakoriságú típusokat a hozzá leghasonlóbb típusokhoz soroltuk át, így alakult ki a végleges 26 típus. A 42 típust a következők szerint alakíthattuk ki: A 8 fő égtájrány mindegyikéhez egyenként három típusú áramvonal-térkép volt hozzárendelhető, egy a fő égtájránnyal párhuzamos, egy főirányhoz jobbról, egy pedig balról görbülő áramvonalakat mutató térkép, ez tehát $8 \times 3 = 24$ db. További két típus a főirányok mentén össze-, ill. széttartó áramvonal-térképből $8 \times 2 = 16$ db.

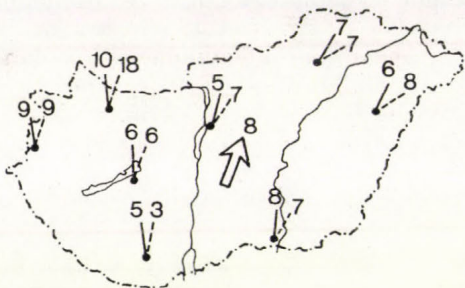
Végül két típust alkotott az a speciális áramvonal-konfiguráció, amelyet



1. ábra. Néhány jellegzetes szélmérő típus a felszínközeli transzport-rétegben

az ország nyugati és keleti része közötti jelentős, 30°-nál nagyobb széliránykülönbség jellemzett.

Később az évi 1%-nál kisebb relatív gyakoriságú típusokat a hozzájuk legközelebb álló típusokhoz soroltuk. Így az össze- és szétartató áramvonal-típusok közül csak az északi és északkeleti összeáramlási típus maradt meg,



2. ábra. Példa a felső transzportréteg szélparamétereinek meghatározására. Az állomásokhoz húzott vonalak a szélirányt jelölik, a pontozottak a 250–450 m, a szaggatottak pedig a 850–1050 m vastag légrétegben; a vonalak felső végéhez írt számok az irányokhoz tartozó szélebséget (m/s) jelentik. Az ország közepére rajzolt vastag nyíl és szám a széliránynak és a szélebségnek a felső transzport-rétegre jellemző, nyolc állomásból meghatározott országos átlagértékét jelöli.

a többi az azonos irányú, párhuzamos áramvonalú típusokhoz soroltuk. Szintén 1%-nál kisebb relatív gyakoriságú volt a keleti irányhoz balról, illetve jobbról görbülő áramvonal-típus. Ezeket a keleti párhuzamos áramvonal-típusokhoz soroltuk. A 26 típus jellemzőit a II. táblázatban tüntettük fel. A görbült áramvonalú típusok megállapítását indokolja, hogy párhuzamos áramvonalú tí-

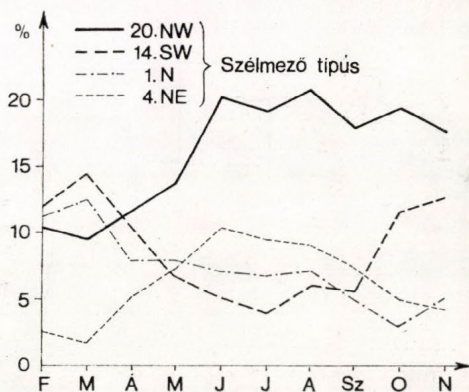
III. TÁBLÁZAT

A szélmezőtípusok relatív gyakorisága (%) és a hozzá tartozó átlagos szélebség (m/s) a felszínközeli transzport-rétegben

Szélmezőtípus	Év		Tél		Nyár	
	%	m/s	%	m/s	%	m/s
20. NW	17,4	8	18,1	7	16,7	8
14. SW	10,1	6	11,9	7	8,3	6
1. N	7,7	6	8,0	5	7,5	7
11. S	6,6	6	8,3	6	5,1	6
4. NE	6,0	6	4,7	4	7,2	7
17. W	6,0	5	5,9	5	6,0	5
8. SE	4,9	6	5,5	6	4,3	6
7. E	4,2	5	2,8	4	3,5	6
22. NW–N	3,3	7	2,6	8	3,9	7
13. S–NW	3,2	6	4,4	6	1,9	5
26. NW–SW	2,9	6	2,5	7	3,4	5
21. NW–W	2,7	5	2,5	5	2,9	6
19. W–NW	2,7	7	2,6	7	2,7	7
2. N–NW	2,5	6	3,0	6	2,0	6
10. SE–S	2,5	6	3,3	6	1,6	6
23. N, NW–NE	2,4	6	2,4	6	2,4	6
9. SE–E	2,4	4	1,4	5	3,4	4
18. W–SW	2,1	5	2,1	5	2,2	6
25. SW–NW	1,8	5	0,8	5	2,9	5
3. N–NE	1,8	6	1,0	5	2,6	6
16. SW–W	1,6	7	2,4	7	0,8	7
24. NE, N–E	1,4	6	0,8	6	1,9	6
15. SW–S	1,4	6	0,7	6	2,2	6
12. S–SE	1,1	5	0,7	5	1,5	5
5. NE–N	1,0	5	1,3	5	0,6	5
6. NE–E	1,0	6	0,3	4	1,8	6

pus, a típusok összevonása után is, csak az esetek 67%-ában fordult elő, míg előtte csak 54%-ban. A 33% relatív gyakoriságú görbült áramvonalú típus közül 21%-ban ciklonális a görbület, 12%-ban anticiklonális.

Az 1. ábrán példaként hat jellegzetes áramvonal típust mutatunk be. A 20. NW típus a leggyakoribb, relatív gyakorisága évi 17,4%. A 21. NW – W



3. ábra. A négy leggyakoribb szélmezőtípus évi menetének simított gyakorisága a felszínközeli transzport-rétegben, %

és 22. NW – N a görbült áramvonalú típusokra jellemző. A 24. NE, N – E az északkeleti összeáramlási típus, míg a 25. SW – NW és 26. NW – SW az ország nyugati és keleti része közötti nagy széliránykülönbséget mutató szélmezők esetei. Ez utóbbi két típus között az a különbség, hogy 25.-nél az ország nagyobb részére SW, míg 26.-nál NW áramlás jellemző.

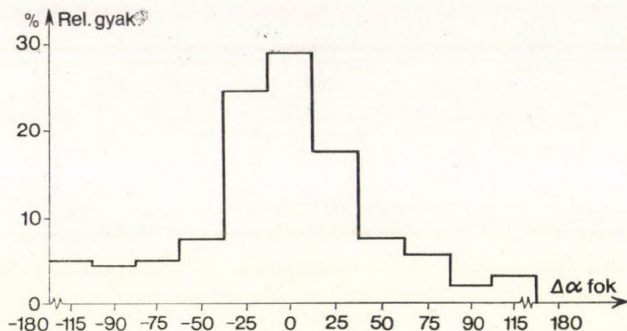
2.2 A felső transzport-réteg bemenő széladatai. Ha a felszínközeli transzport-réteg 1 km-nél sekélyebb, az ország nyolc pontjára a felső réteg szélparamétereit a rétegvastagságtól függően egy vagy két rétegre meghatározzuk és térképre visszük. A felrajzolt széladatokból egyetlen országos, közepes szélirány- és szélsébségértéket állapítunk meg, amint ezt példaként a 2. ábrán bemutatjuk. Ezek szerint regionális léptékű szennyezési folyamatok vizsgálatához a felső transzport-réteg áramlása az egész ország területére egy közepes szélirány- és szélsébségértékkel jellemezhető.

3. A légáramlás sajátosságai egyévi adatok alapján

A 2. fejezetben leírt módszerekkel egy évre (1970) előállítottuk a felszínközeli és a felső transzport-rétegre a bemenő szélparamétereket, majd elemeztük sajátosságaikat.

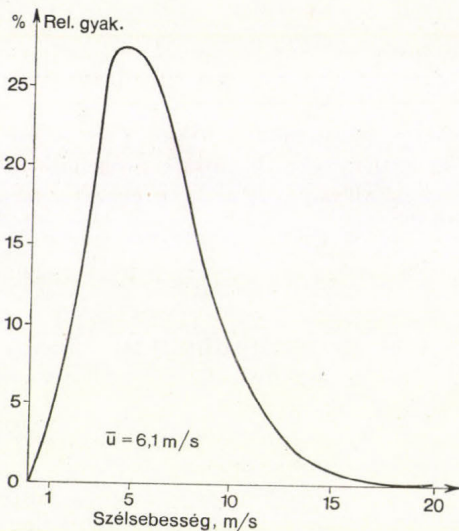
3.1 A felszínközeli transzport-réteg légáramlásának sajátosságai. A szélmezőtípusok téli és nyári félévi, valamint évi relatív gyakoriságait a III. táblázat tartalmazza. Itt az évi közepes szél súlyozott átlag. A típusokat az évi gyakoriság szerint csökkenő sorrendbe rendezve látható, hogy az első nyolc leggyakoribb típusba a nyolc fő égtájjal jellemzett típusok tartoznak. A téli és nyári félévben is a NW és a SW típus a leggyakoribb, de a többi típus gyakoriságának sorrendje természetesen az évitől eltérő. A legnagyobb évi közepes szélsébség az északnyugati áramlású 20. típusnál lép fel, 8 m/s értékkel. A legkisebb szélsébség (4 m/s) ezzel közel ellentétes irányú 9. típushoz tartozik.

A négy leggyakoribb típus átkaroló közepeléssel számított havi gyakoriságait a 3. ábra mutatja. Évi átlagban leggyakoribb 20. NW párhuzamos áramvonalú északnyugati típus, amely az év első hónapjainak kivételével minden hónapban szintén a leggyakoribb. Ezzel párhuzamos futású az északi-keleti típus, míg a délnyugati típus inkább ellentétes lefutású.



4. ábra. A ténylegesen előfordult és a tipizált szélirány közötti különbség relatív gyakorisága Debrecen, Győr és Szeged január, április, július és október hónapjának együttes adatából számítva.

A ténylegesen előfordult és a tipizált szélirány közötti eltérés ($\Delta\alpha$, fok) vizsgálata céljából kiválasztottuk 12 hónapból a január, április, július, október hónapokat. Az említett négy hónap átlagában a típus és sebességgyakoriság jól közelíti az évi értékeket, így az ezen adatokból levont következtetés általánosítható az egész évre. Győr, Debrecen és Szeged városokra együtt a tény-

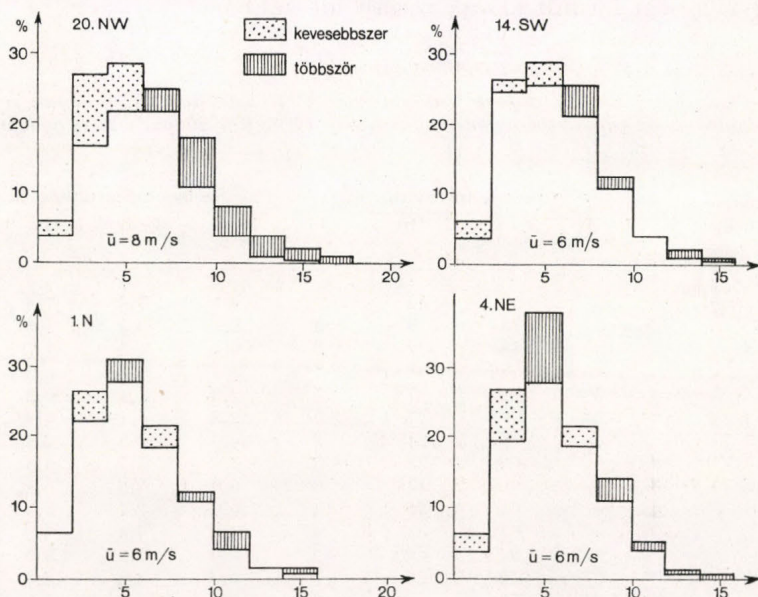


5. ábra. Az átlagos szélsebesség relatív gyakorisága a felszínközeli transzport-rétegben.

legesen előfordult és a tipizált szélirány közötti előjeles hiba -4° , az abszolút hiba értéke 31° . Az eltérés nagyság szerinti eloszlását a 4. ábránk mutatja be. Az eltérés az esetek 67%-ában 35° -nál kisebb volt.

A nyolc magassági mérőállomás adataiból származtatott, egész országra

jellemző átlagos szélesség gyakorisági eloszlása az 5. ábrán látható. A felszínközeli transzport-réteg középső szintjén a leggyakoribbak a 4, 5 m/s körüli átlagsebességű esetek, míg ezen a szinten az évi átlagsebesség értéke 6,1 m/s. A szélesség nagyság szerinti eloszlása típusonként jelentősen különbözik. A típusonként eltérő átlagsebesség értékek 4–8 m/s között változnak.



6. ábra. A NW, SW, N, NE iránnyal jellemzett négy leggyakoribb típusban az esetek sebesség szerinti relatív gyakorisága, %.

A legszelesebb a párhuzamos áramvonalú északnyugati, a ciklonális görbületű délnyugati és északnyugati, valamint az ország két része közötti jelentős szélirányfordulással jellemzett 26. számú típus. A legkevésbé szeles típus egész évben az anticiklonális görbületű délkeleti típus, a téli félévben ezenkívül még a párhuzamos áramvonalú keleti, északkeleti és az anticiklonális görbületű északkeleti.

A négy leggyakoribb típus gyakoriságának sebesség szerinti megoszlását a 6. ábrán mutatjuk be. Az ábrán feltüntettük az adott típus eseteinek és az összes esetnek a sebesség szerinti eloszlásában mutatkozó különbséget is. A különbségek indokolják, hogy a transzmissziós modellszámításoknál az egész évre átlagosan jellemző sebességeloszlás helyett a típusra jellemző sebességeloszlást vegyük figyelembe.

A különböző szélerősségeknek az egyes típusokban, valamint az egyes típusoknak a különböző sebességintervallumokban kapott relatív gyakoriságát a IV. táblázatban tüntettük föl. A táblázat 1. része mutatja, hogy a 15., 16., 19. és 20. típus kivételével, a többi 22 típusnál a 3–6 m/s-os intervallumba eső szélesség a leggyakoribb. E sebességkategória dominanciája a 12. típusnál a legfeltűnőbb, mivel itt mérsékelt szélesség 94% gyakorisággal fordul elő. A gyenge szelek (1–2 m/s) legnagyobb gyakorisága a 18. típusnál (19%), másodmaximuma a 17. típusnál (18%) volt. A 12., 13.

és 24. típusnál gyenge szél egyáltalán nem fordult elő. Mérsékelt szélerősség (3–6 m/s) leggyakrabban (94%) az előbb említett 12. típusnál tapasztalható, gyakorisága azonban tetemes (89%) a 9. típus esetében is. Az erős szél (7–10 m/s) maximális gyakorisága a 15. típusnál lép fel; igen ritka a 12. és 5. típus előfordulásakor. A legalább 11 m/s-ot elérő szélesebesség a W–NW típusnál maximális gyakoriságú (20%), öt típus esetén (6., 9., 12., 15. és 25. típus) egyszer sem fordult elő a vizsgált időszakban.

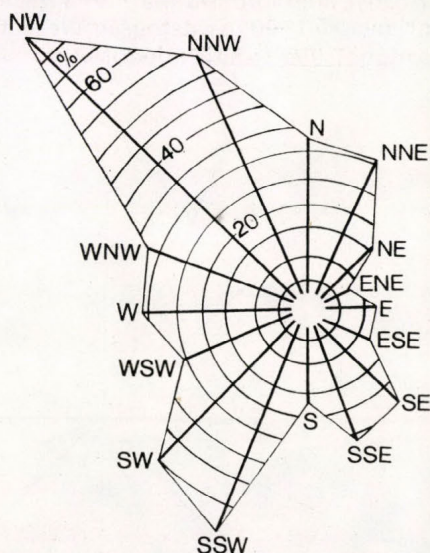
IV. TÁBLÁZAT

Az egyes sebességintervallumok előfordulása a különböző típusokban (I.), valamint a különböző típusok előfordulása az egyes sebességintervallumokban (II.). Évi átlagos relatív gyakoriságok, %

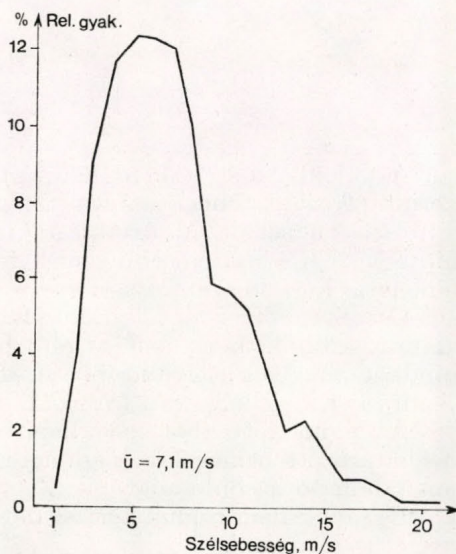
Szélmező-típusok	I.				II.			
	Szélesebesség-intervall., m/s				Szélesebesség-intervall., m/s			
	1–2	3–6	7–10	> 11	1–2	3–6	7–10	> 11
	%				%			
1. N	6	56	32	6	8,1	7,8	7,5	7,2
2. N–NW	5	73	19	3	2,3	3,3	1,5	1,0
3. N–NE	12	48	32	8	3,4	1,5	1,7	2,1
4. NE	4	58	34	4	4,6	6,5	6,2	4,1
5. NE–N	13	73	7	7	2,3	1,4	0,2	1,0
6. NE–E	13	60	27	0	2,3	1,1	0,8	0,0
7. E	4	66	24	2	4,6	4,3	2,8	1,0
8. SE	6	63	28	3	4,6	5,7	4,3	2,1
9. SE–E	0	89	11	0	0,0	3,8	0,8	0,0
10. SE–S	0	61	25	14	0,0	2,7	1,9	5,2
11. S	4	61	31	4	4,6	7,4	6,6	4,1
12. S–SE	0	94	6	0	0,0	1,9	0,2	0,0
13. S–SW	0	72	26	2	0,0	4,2	2,6	4,7
14. SW	5	53	36	6	9,3	9,6	11,1	9,3
15. SW–S	14	29	57	0	3,4	0,7	2,6	0,0
16. SW–W	4	42	50	4	1,1	1,2	2,6	1,0
17. W	18	51	27	4	17,2	5,3	4,7	3,1
18. W–SW	19	52	23	6	6,9	2,0	1,5	2,1
19. W–NW	5	36	39	20	2,3	2,0	3,6	9,2
20. NW	3	40	44	13	9,3	12,3	23,1	33,0
21. NW–W	13	60	24	3	5,7	2,9	1,9	1,1
22. NW–N	4	53	31	12	2,3	3,2	3,2	6,2
23. N, NW–NE	6	44	44	6	2,3	1,9	3,2	2,1
24. NE, N–E	0	75	20	5	0,0	1,9	0,9	1,0
25. SW–NW	4	70	26	0	1,1	2,4	1,5	0,0
26. NW–SW	5	55	33	7	2,3	3,0	3,0	3,1
Összes eset száma:					84	808	471	97

A IV. táblázat 2. részéből kitűnik, hogy a gyenge szélesebesség kategóriában (1–2 m/s) kiemelkedően gyakran számíthatunk a W típus előfordulására (17,2%). 8–9% gyakoriságú ebben a szélesebesség-intervallumban a N., a SW. és a NW. típusok megjelenése. Mérsékelt szélesebesség (3–6 m/s) esetén a 20. típus dominál (12,3%). Számottevő itt még az 1., 11. és 14. típusok előfordulása. Ha a szél erős (7–10 m/s), a 20. típus kialakulása várható leggyakrabban (23,1%). Másodgyakoróságú (11,1%) a 14. típus fellépte. A 11 m/s-ot elérő szélesebesség-kategóriában a NW-áramlással jellemzett 20. típus észlelhető az esetek egyharmadában. Az erős szelek esetén másodgyakoróságú 9% körüli előfordulással a 14. és a 19. típus. A többi típus előfordulása csekély mértékű.

3.2 A felső transzport-réteg áramlási viszonyainak sajátosságai. A szélirányok évi átlagos gyakoriságát a 7. ábrán tüntettük fel. Megfigyelhető, hogy évi átlagban az északnyugati szélirány a leggyakoribb (15,2%), legritkábban a kelet-északkeleti irány fordult elő (1,9%). Jelentős gyakoriságú



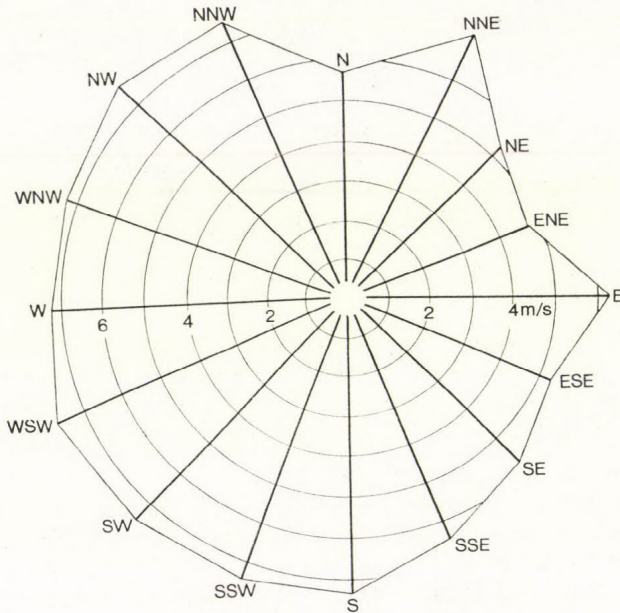
7. ábra. A 16 szélirány évi átlagos relatív gyakorisága az országban, a felső transzport-rétegben



8. ábra. Az átlagos szélsebesség relatív gyakorisága a felső transzport-rétegben

még az észak-északnyugati és a dél-délnyugati szél is. Ez az eloszlás összhangban van *Béll* (1978) megállapításával, amely szerint az általunk is vizsgált rétegben a nyugati alapáramlás viszonylag ritkán fordul elő, az uralkodó szélirányok a délnyugati és északnyugati kvadránsokban csoportosulnak, a ciklonális tevékenység és a domborzat módosító hatása következtében.

A felső transzport-rétegben a szélesebbég gyakorisági eloszlását a 8. ábra mutatja. Látható, hogy maximális gyakoriságú (12,4%) az 5 m/s-os szélesebbég. A vizsgált időszakban a legerősebb szél 21 m/s-ot ért el. Az átlagos szélesebbég 7,1 m/s volt. Összehasonlításként itt ismét *Béll* (1954) hosszú sorozatú adatsorokon alapuló vizsgálatára utalunk, amelynek eredménye szerint az alsó 1500 m vastagságú légréteg átlagos szélesebbége, 5 állomás adatai alapján 7,9 m/s-nak adódott.



9. ábra. Különböző szélirányokhoz tartozó évi átlagos szélesebbég, m/s az országban, a felső transzport-rétegben

A különböző szélirányokhoz tartozó sebességeloszlás országos évi átlaga szerint (9. ábra) ebben a felső rétegben a szélesebbég széliránnyal történő változása mérsékelt. Az észak-északnyugattól déli irányig terjedő szektorban mintegy 2 m/s-mal erősebb szelek fordulnak elő, mint az északkeletől dél-délkeletig húzódó szektorban.

Összehasonlítva a felszínközeli és a felső transzport-réteg légáramlási adatait, kitűnik, hogy a felső rétegben a szél átlagosan 1 m/s-mal erősebb; mindkét rétegben leggyakoribb az északnyugati szélirány, minimuma a keleties irányú szeleknek van (*Szabó Éva*, 1984, kéziratban).

Az elmondottakból megállapítható, hogy a bemutatott módszerekkel meghatározott bemenő szélparaméterek adatai jól egyeznek a szakirodalomban található hasonló adatokkal.

Későbbiekben célunk a vizsgálatot négyévi adatsoron számítógépes módszerrel is elvégezni.

4. Összefoglaló következtetések

A bemutatott módszerekkel rutin meteorológiai adatokból meghatározható a regionális léptékű légszennyezési folyamatok modellezéséhez megfelelő bemenő adatbázis.

A rétegekre meghatározott légáramlási adatok jól egyeznek a szakirodalomban található, hosszú adatsorok alapján nyert hasonló adatokkal.

Az ország területén a felszínközeli transzport-réteg légáramlása szélmező-típusokkal és a típusokhoz tartozó szélesebségadatokkal jellemezhető, a felső transzport-réteg pedig egyetlen közepes szélirány- és szélesebséértékkel.

Későbbiekben célunk, hogy a vizsgálatot négyévi adatsoron, számítógépes módszerrel is elvégezzük.

IRODALOM

- Béll, B., 1954: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. *Orsz. Met. Int. Kisebb Kiadványai*, 28.
- Béll, B., 1978: A domborzat áramlasmódosító hatása a Kárpát-medencében, a magyar meteorológiai szakirodalom tükrében. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 27.
- Fekete, K. – Popovics, M., 1985: Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. 1. rész: A kevert réteg, a légköri stabilitás és a csapadék előfordulás. *Időjárás*, 89, 132–140.
- Fekete, K. – Szepesi, D., 1980: Városok levegőminőségének tervezése. Szakvélemény, készült az OKTH Levegőtisztaság-védelmi Intézet megbízásából.
- Kriston, I., 1972: A szélirány változása a légkör alsó 300 méteres rétegében Budapesten. *Időjárás*, 76, 112–118.
- Probáld, F., 1980: A felszínközeli áramlási mező típusai Budapesten. *Földrajzi Értesítő*, XXIX, 171–192.
- Szepesi, D. – Fekete, K. – Popovics, M. – Mersich, I., 1976: Az emisszió és az immiszió összefüggésének experimentális vizsgálata Pécs térségében. Szakvélemény, készült az ÉVM Építési Igazgatási Főo. megbízásából.
- Szepesi, D. – Popovics, M. – Nárái, K. – Iványi, Zs. – Mersich, I., 1977: A városi légszennyeződés meteorológiai szimulálása. 2. rész: A transzmisszió szimulálásának diffúzióklimatológiai alapjai. *Időjárás*, 81, 129–146.
- Tutsek, E., 1983: Szélmezőtípusok előállítása cluster-analízissel. *Időjárás*, 87, 38–51.

PÁLYÁZATI FELHÍVÁS!

Az osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatóhelyettese: *Dr. F. Neuwirth*, 1985 szeptemberében Budapesten magyar kollégákkal tárgyalt a magyar – osztrák kutatási együttműködésről. Ez alkalommal felajánlotta, hogy a Prof. *Gerhart Schinze*-ről elnevezett díjra magyar meteorológus kutatók is pályázhatnak, s egyben kérte, hogy lapunkban a pályázati feltételeket tegyük közzé.

SCHINZE-DÍJ, 1988: 1988-ban másodszor ítélik oda a *Gerhart Schinze* professzor által 1984-ben (Lions Club, Lungau, Ausztria) alapított díjat. G. Schinze röviddel halála előtt közölt kívánsága szerint a pályamunkák német nyelven nyújtandók be, és a szinoptikus időjárási térképek analízise során alkalmazott légtömegméretű munkamódszerek modern meteorológiai kutatásával foglalkozzanak. Tehát a pályamunkáknak – bár tematikájuk nincs szigorúan behatárolva –, elméleti vagy gyakorlati vonatkozásban kell állniuk a légtömegszinoptikával. Lényeges, hogy a szinoptikus analízisre kidolgozott munkamódszer mellett, hogy természetesen túlmegy a jelepleg használatos numerikus módszereken, az időjárás előrejelzéséhez feltétlenül szükséges, a meteorológus munkájának nélkülözhetetlen eszköze legyen és ezen a területen jelentős előrehaladást eredményezzen.

A Schinze-díj 50 000 osztrák schilling elnyerését jelenti, amely összeget az odaítélő bizottság saját megítélése szerint egy összegben, vagy két munka között egyenlő arányban megosztva adja ki. A fenti összeg egy (kisebb) része publikációs célra is felhasználható.

Az odaítélő bizottság tagjai: Elnök: dr. Heinz *Reuter*, nyug. egy. tanár, a ZAMG nyug. igazgatója – Tagok: dr. Konrad *Cehak* egy. tanár, dr. Helmut *Pichler* egy. tanár, dr. Peter *Steinhauser* egy. tanár, a ZAMG igazgatója.

A pályaműveket legkésőbb 1987. december 31-ig kell az alábbi címre eljuttatni:

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik,
Hohe Warte 38, A – 1190 WIEN

Már megjelent munkák különnyomatai is benyújthatók.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 1. szám. 1986. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 90, No. 1, Jan – Feb. 1986 Budapest

A repülésre veszélyes szélnyírás jellemzése, hatása a le- és felszálló repülőgépekre

KATKÓ BERTALAN—SÁNDOR VALÉRIA—SZALMA JÁNOS—RUJÁK LÁSZLÓ, Központi Előrejelző
Intézet, H—1675 Budapest, Pf. 32

Characteristics of low level wind shear and its effect on the aircraft in landing and take off.
During the investigations of the flight accidents caused by weather during landing and take off the attention was turned to low level wind shear as early as the beginning of the 60's. A detailed analysis was made by T. Fujita in the USA, which indicated the most serious crashes took place due to wind shear associated with thunderstorms. Fujita's study became the basis of further research both in flight expert circles and in flight meteorology. The authors in this paper not only give a description of the nature of wind shear, but also try to give an explanation for the fact why the flight accidents connected with wind shear came into the limelight after the jet-engined aircraft had become dominant in air transport. The authors make an attempt to give a more precise definition of wind shear and summarise the possibilities of observing and measuring it. The abovementioned events pressed for the development of instruments for detecting the wind shear. The authors describe the observation, measuring and information system, which has developed between the air traffic and flight meteorological services and the pilots at the recommendation of ICAO in 1983. Experience shows that the accidents related to wind shear are more and more avoidable with the increase of the pilots' meteorological knowledge, the practising of dangerous situations, the introduction of the wind shear measurements and a perfect functioning of the information system suggested by ICAO.

✱

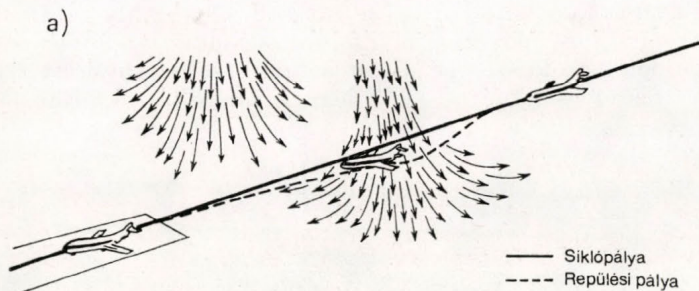
A repülésre veszélyes szélnyírás jellemzése, hatása a le- és felszálló repülőgépekre.
Az 1960-as évek eleje óta az időjárási okok miatt a le- és felszállási szakaszban bekövetkező légi katasztrófák kivizsgálása során a figyelem egyre inkább az alacsony szintű szélnyírás felé fordult. Részletes elemzést végzett többek között T. Fujita az Egyesült Államokban, ahol a legsúlyosabb események a zivatarokkal fellépő szélnyírások miatt következtek be. Tanulmánya mind a repülési szakkörökben, mind a repülésmeteorológiában a további vizsgálatok alapjául szolgál. A szerzők a szélnyírást nemcsak leíró oldalról ismertetik, hanem magyarázatot is keresnek arra, hogy a szélnyírással kapcsolatos repülési események miért a sugárhajtású utasszállító gépek tömeges forgalomba állításával kerültek előtérbe. A szerzők kísérletet tesznek a szélnyírás fogalmának pontosítására, áttekintést nyújtanak a szélnyírás megfigyelésének és mérésének lehetőségeiről. Az események meggyorsították a szélnyírás detektálásával kapcsolatos műszerek fejlesztését. A szerzők ismertetik azt a mérő- és megfigyelő-, valamint információs rendszert, amely az ICAO ajánlására 1983 óta a légiforgalmi és repülésmeteorológiai szolgálatok, illetve a repülőgép személyzete között kialakult. A tapasztalat azt igazolja, hogy a repülőgépvezetők meteorológiai ismeretének fokozásával, a veszélyhelyzetek gyakorlásával, a szélnyírás mérések bevezetésével és az információs rendszer tökéletes működésével a szélnyírással kapcsolatos balesetek mindinkább elkerülhetők.

✱

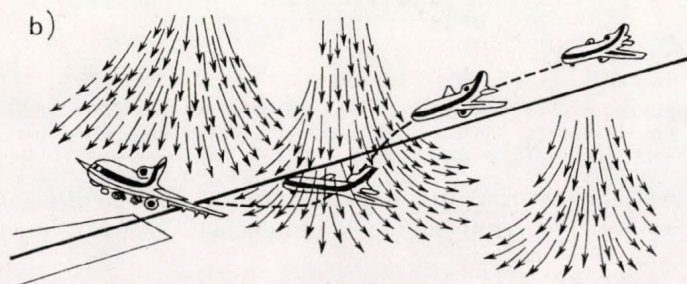
Bevezetés. A közforgalmú repülésben szerzett tapasztalatok alapján 1960-as években a WMO és az ICAO kezdeményezésére tervszerű kutatások kezdődtek a talajközeli szélnyírás természetének vizsgálatára. A vizsgálati eredményeket sok ország megküldte a Meteorológiai Világszervezetnek, amelyet az 1969-ben publikált (WMO Technical Note, 1969).

A repülést irányító szolgálatok közreadtak olyan tájékoztatásokat, amelyek szerint, feltehetőleg szélnyírás következtében, főként leszállás közben a repülőgépek erősen eltértek a siklópályától. Utólag értékelve az eseményeket, mondhatjuk, hogy ezek a publikációk komoly figyelmeztetések voltak, amelyekből messzemenő következtetéseket kellett volna levonni.

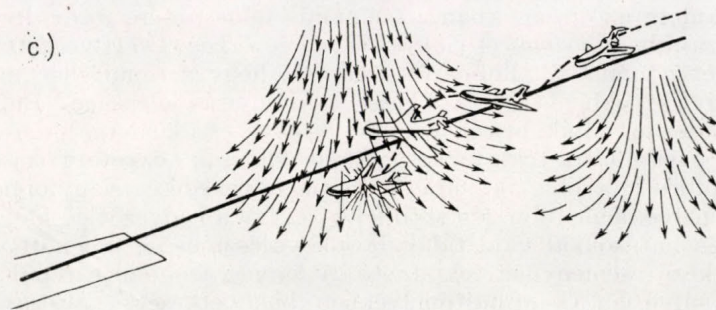
Az egyik legnagyobb repülési katasztrófa New-York Kennedy-repülőterén történt, 1975. június 24-én. Egy Boeing 727 típusú, menetrendszerű utas-



858. sz. járat leszállása 1975. jún. 24-én 15,48-kor



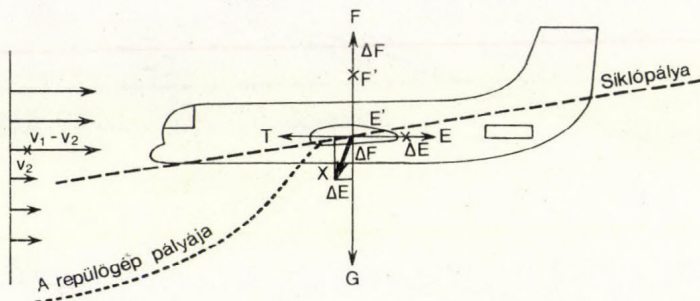
902. sz. járat átstartolása 1975. jún. 24-én 15,58-kor



66. sz. járat katasztrófája 1975. jún. 24-én 16.05-kor

I. ábra: Zivattarral kapcsolatos szélnyírás hatása három repülőgépre 1975. június 24-én a New York-i Kennedy-repülőtéren: a) A 15.48-kor érkező gépnek az erős szélnyírás ellenére sikerült leszállnia; b) a 10 perccel később érkező járat pilótája csak gázadással és átstartolással tudta elkerülni a katasztrófát; c) a 16.05-kor érkező gép pontosan az erős leáramlás közepén haladt keresztül: a futópálya előtt a földnek ütközött (Nat. Geogr. 1977/2. nyomán)

szállító repülőgép a leszállópálya megközelítésekor ellenszélbe, majd egy heves zivatar leáramlási zónájába került (1. ábra). A személyzet a hajtóművek teljesítményét felszálló fokozatra növelte, azonban ez sem volt elegendő a levegőben maradáshoz, így a repülőgép a futópálya küszöbe előtt 730 m-rel a földnek ütközött. A katasztrófát senki nem élte túl. Erről a katasztrófáról igen részletes jelentés készült, amely mind a mai napig a szélnyírással foglalkozó tanulmányok és hivatkozások alapjául szolgál. Érthető tehát, hogy a meteorológia és a repülés szakterületén világszerte megelégnéltek a talajközeli rétegekben fellépő szélnyírásokkal kapcsolatos kutatások. A korábbi és az 1975. június 24-e utáni repülési események újbóli felülvizsgálata alapján kimutatható volt a szélnyírás befolyásoló szerepe. Ezért a talajközeli szélnyírást a közforgalmi repülésben veszélyes időjárási jelenségnek minősítették. Ebben a témában



2. ábra: A repülőgépre ható erők egyensúlyának megbomlása a szembeszél hirtelen csökkenése esetén; F = felhajtóerő, F' = csökkent felhajtóerő, E = ellenállás, E' = csökkent ellenállás, G = súly, T = tolóerő, X = eredő erő

mérföldkövet jelentett a WMO és az ICAO által 1979-ben, Genfben megtartott repülésmeteorológiai technikai konferencia (TECAM), amely kiemelten foglalkozott a szélnyírással.

A KGST tagországokban is előtérbe kerültek a szélnyírással kapcsolatos vizsgálatok. Ezt bizonyítják az irodalmi tájékoztatások, a repülőgépvezetők és az irányítók továbbképzése és általában véve minden olyan módszer bevezetése, amely az országokban a szélnyírás felderítésére irányult.

Hazánkban *Bodolai* (1983) és *Bodolai – Jakus* (1971) végzett úttörő tevékenységet e témában. Felmerül a kérdés, hogy a repülésben miért csak az utóbbi évtizedekben vált veszélyessé a szélnyírás jelensége? Ennek felvetése jogos kérdésnek tűnik, hiszen a repülés 80 éves, és a közforgalmú repülés is több mint 50 éves múltra tekint vissza. Egyik, de csak közvetett oka ennek az útvonalrepülések számának ugrásszerű megnövekedése. Nagyforgalmú repülőtereken percenként több gép száll fel és le, így a kedvezőtlen időjárási jelenségekkel és hatásokkal való találkozások valószínűsége megnőtt, sőt biztosan bekövetkező eseménynek tekinthető. A lényeg azonban a repülőgépek méreteiben, súlyában és a hajtóművekben bekövetkezett változásokra, illetve ezeknek aerodinamikai hatására vezethető vissza.

Annak érdekében, hogy a sugárhajtóműves utasszállító gépek szélnyírással szembeni érzékenységét szemléltessük, összehasonlítjuk a „kis”- és a „nagy” repülőgépek legfontosabb műszaki tulajdonságait. A kis gépek kategóriájában választásunk a „Góbé”-ra (kétüléses oktató vitorlázógép), a „Jantar 1”-re (műanyag építésű verseny vitorlázógép) és az igen széles körűen alkalmazott „AN – 2”-re (kétfedeles motoros gépre) esett. Ha a kis gépeket összehasonlítjuk

a hazai légiforgalmi vállalat teher-, illetve utasszállító gépeivel, akkor több paraméterben is nagyságrendi különbségek adódnak (I. táblázat). A szélnyírás-érzékenység szempontjából egyik meghatározó tényezőnek tekinthető a leszállásban levő repülőgépek inerciája. Adaléku­ lal szolgál­ nak ehhez a táblázat alsó sorában feltüntetett számításaink: a TU 154-es gép átlagos kinetikus energiája leszálláskor három nagyság­ renddel nagyobb, mint a vitorlázó repülő­ géké.

I. TÁBLÁZAT

Néhány vitorlázó- és utasszállító repülőgép legfontosabb műszaki adatai

Repülőgép- típus	Fesz- táv	Súly, kg			Le- szálló sebes- ség, km/h		Sikló szám	Megen- gedett terhelési többsz., g	Átl. ki- netikus energia leszál- láskor, J 10 ⁴
		üres	Maximális		min.	átlag			
			repü- lési	le- szálló					
Göbé	14	222	420	420	56	75	24	5,3 - 2,65	0,44
Jantár 1	19	295	515	417	65	80	47	—	0,46
AN-2	18								
	14	3325	5500	5250	90	90	—	—	6,6
IL-18	37	34 10 ³	64 10 ³	52 10 ³	235	270	—	2,5	195
TU-134 A	29	29 10 ³	47 10 ³	43 10 ³	240	280	—	2,5	167
TU-1542B	37	52 10 ³	98 10 ³	78 10 ³	240	270	—	2,5	292

Az inerciális okok és a hajtóművek viszonylag lassú, kb. 10 s körüli telje­ sít­ ményfelvételi időszükséglete miatt a repülőgépvezető nem készül fel tudato­ san előre a szélnyírásra, akkor a kis magasságkülönbségen belül bekö­ vetkező szélesebb­ség-változás szélső eseteit nem tudja kellően kivédeni.

Az utasszállító gépeknek a kis gépekkel ellentétben leszálláskor a sikló­ pályát pontosan kell tartaniok. Ezt a követelményt az egységesített leszállító­ berendezések szabják meg. A rádióhullámokat kibocsátó berendezések, ilyen pl. az ILS (Instrument Landing System — műszeres leszállító-rendszer), amelyek keskeny nyalábú irányított rádióhullámokat bocsátanak ki, a repülő­ gépet pontosan a repülőtér tengelyébe és a küszöbre hozzák be. A siklopálya átlagosan 3°-os szöget zár be a vízszintesnek vett talajjal.

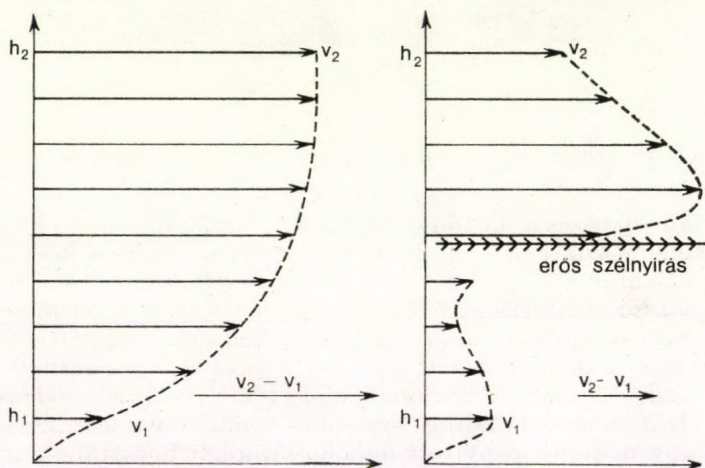
Leszálláskor a repülőgépre ható erők egyensúlyának megbomlását a 2. ábra szemlélteti (feltételeztük, hogy a pilóta a hirtelen szélnyírási zóna tá­ lépésekor sem a magassági kormányhoz, sem a gázkarhoz nem nyúlt, azaz a tolóerő változatlan maradt). Amikor a repülőgép eléri azt a szélnyírási szintet, ahol a szembeszél sebessége hirtelen csökken, a levegőhöz viszonyított sebesség is a $v_1 - v_2$ értékkel csökkenni fog (2. ábra). Emiatt a felhajtóerőben is jelentős csökkenés áll elő. Az itt jelentkező veszteség a repülőgép gyorsulását idézi elő a megváltozott erők eredőjének az irányába. Mivel a repülőgép összsúlyában nem következett be változás, és mivel a felhajtóerő ekkor nem egyenlő a repülőgép bruttó súlyával, ezért a gép a siklopálya alá süllyed.

A megváltozott erők hatására bőlintónyomaték lép fel (a repülőgép orrnehéz lesz) és addig gyorsul, amíg ismét el nem éri az egyensúlyi állapotot. Ha mindez a talajhoz közel történik, akkor nincs elegendő hely az aerodina­ mikai „önkorrekcióhoz”, és a gép „rövidre” jön (a pálya előtt ér földet). Természetesen nem végzetes a szélnyírás jelenléte ebben a vonatkozásban sem, ha kellően tájékoztatták a repülőgépvezetőket. Vezetéstechnikailag úgy készül fel a személyzet, hogy növelik a leszállási sebességet és a hajtóművek

teljesítményét, miközben figyelniük kell a túlkorrigálás veszélyére, ami a „hosszúra” való bejövetelet eredményezheti.

A szélnyírás fogalma

A szélnyírás, mint meteorológiai jelenség, a levegő áramlásának természetes velejárója, amely a levegő különböző tartományainak eltérő mozgása miatt jön létre. A legelterjedtebb meghatározás szerint szélnyírásnak nevezzük a levegő sebességvektorának kis távolságon belüli jelentős térbeli változását. Ennek a meghatározásnak az alapján az áramló gáz halmazállapotú anyagban fellépő „nyírást” a mechanikában ismert nyíráshoz lehet hasonlítani. A fenti definíció alapján meghatározható a szélnyírás mértékegysége, mely SI-rendszerben (m/s)/m. Ennek további formális egyszerűsítése nem célszerű, mert akkor elveszíti a definíció nyújtotta szemléletességet.



3. ábra: A szélesebesség eloszlása a súrlódási rétegben

A szélnyírás veszélyességi mértékének megítélésakor figyelembe kell venni azt a hatást is, amelyet a szélnyírás okoz. Míg nagyobb magasságban a zivatarfelhőben vagy futóáramlásban fellépő szélnyírás elsősorban szilárdsági szempontból veszélyes, addig az alacsony szintű szélnyírásnál a sikló pályától való nagymértékű eltérítő hatás okozhat veszélyhelyzetet. Az alacsony szintű szélnyírás veszélyességi küszöbértékének megítélésében körültekintően kell eljárni, mivel a hagyományos eszközökkel, rádiószondával vagy pilotléggömbbel végzett szélmérések a szélnyírásról kielégítően nem tájékoztatnak, sőt némely esetben félrevezetőek lehetnek. Ilyen eset látható a 3. ábrán, mely két olyan szélprofil mutat be, amit a 100 m-es felbontású, hagyományos szélmérés tévesen érzékelt.

A szélprofilokon az egyszerűség kedvéért a magasság függvényében csak a szél sebessége változik, az iránya állandó marad. A 3a. ábrán látható szélprofil a talajközeli súrlódási rétegben gyakran kialakuló szélesebesség-eloszlás képe, mely azokban a szeles időjárási helyzetekben fordul elő, amikor a talajközeli és a magasabb rétegek között határozott levegő kicserélődés történik.

Mint látható, a h_1 és h_2 magasságban mért v_1 és v_2 szélvektor közti különbség nagy, ugyanakkor az egymás melletti vektorok különbsége, vagyis a szélnyírás kicsi. A 3/b. ábra egy zivatarfelhő kifutó szelének szélprofilját mutatja be, ahol a v_1 és v_2 szélvektor közötti különbség kisebb az előző esetenél, ugyanakkor az \gg -vel jelölt rétegben veszélyes mértékű szélnyírás található.

A szélnyírás típusai

A meteorológiai és a repülési szakirodalomban általában háromféle szélnyírást különböztetnek meg:

- függőleges szélnyírás: a szélvektornak a magassággal történő megváltozása,
- vízszintes szélnyírás: a szélvektornak vízszintes irányú megváltozása,
- le- és feláramlási szélnyírás: a szélvektor függőleges komponensében bekövetkező változás.

A szélnyírásnak a repülőgépre gyakorolt hatását tanulmányozva, a szélvektort célszerű a repülőgépre vonatkoztatott koordináta-rendszer szerint komponensekre bontani, és ezen komponensek változását vizsgálni. Ily módon megkülönböztethető:

- szembeszélnyírás,
- hátszélnyírás,
- oldalszélnyírás,
- le- és feláramlási nyírás (*Fujita and Caracena 1977*)

A különböző típusú szélnyírások hatása. A szembeszél és hátszélnyírást a szélvektor repülés irányába mutató komponensének változása okozza. Hatására megváltozik a repülőgép levegőhöz viszonyított sebessége, s ezzel a felhajtóerő, ami maga után vonja a repülési pályától való függőleges irányú eltérését fel-, illetve lefelé.

Az oldalszélnyírás a repülési irányra merőleges, oldalirányú vízszintes szélkomponens megváltozásának a következménye. Ennek hatására a repülőgép oldalirányban lesodródik a leszállópályáról. A szélvektor függőleges irányú komponensének megváltozása okozza a le- és feláramlási nyírást. Ez szintén a felhajtóerő megváltozásában és repülési pályától való függőleges irányú eltérésben nyilvánul meg. A legtöbb esetben a fenti szélnyírásfajták együttesen hatnak, és ez a repülőgépvezető számára még bonyolultabbá teszi a helyzetet.

Szélnyírást előidéző meteorológiai okok

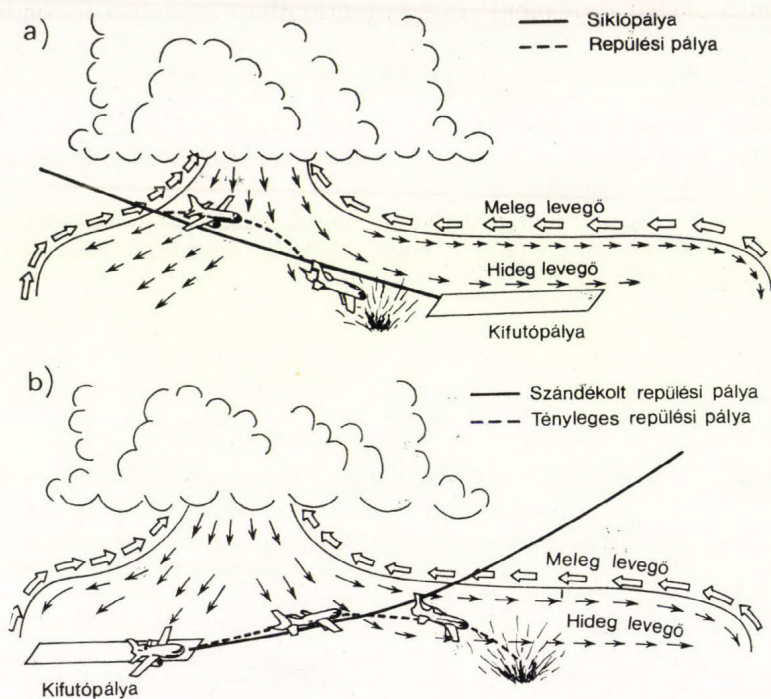
Az alacsony szintű szélnyírást több, egymástól eltérő meteorológiai folyamat hozhatja létre. Ilyenek lehetnek:

- alacsony szintű futóáramlás,
- erős szél hegyvidéken, vagy dombos terep felett,
- orografikus hullámok,
- tengeri és parti szél frontjai (*sea breeze*)
- hideg- és melegfrontok,
- zivatarok vagy erős, termikus feláramlások.

Bár mindegyik meteorológiai tényező által létrehozott szélnyírás komoly nehézséget okozhat a repülőgépvezetőnek, a tapasztalatok azt mutatják, hogy messzemenően a zivatarokkal kapcsolatos szélnyírás a legveszélyesebb. Bizo-

nyíték erre, hogy azok a repülőgép-katasztrófák, amelyeket minden kétséget kizáróan az alacsony szintű szélnyírás okozott, zivatarokkal együtt fordultak elő.

A troposzféra felső rétegeibe felnyúló zivatarfelhők feloszló stádiumát gyakran igen heves leáramlások jellemzik. A leáramlás sebessége meghaladhatja a repülőgép emelkedési képességét. Ha egy repülőgép 100 m alatt beleröpül ilyen leáramlásba, nem sok az esélye a baleset elkerülésére. Mivel



4. ábra: A zivatarral kapcsolatos szélnyírás hatása a repülőgép le- (a), ill. felszállására (b)

ezeknek a heves leáramlásoknak a kiterjedése kicsi, legtöbbször nem éri el az 5 km-t, az élettartamuk pedig a néhányszor 10 percre. Még nagy forgalom esetén is véletlenszerű, hogy melyik repülőgép találkozik velük a le- és felszállás folyamán. A repülőesemények elemzésekor kitűnt, hogy zivataros időjárásban fel- és leszálláskor az egymást követő gépek nagyon eltérő meteorológiai viszonyok közé kerültek.

A 4/a,b ábra egy zivataros időjárási helyzetben megkísérelt le- és felszállás katasztrófális következményeit mutatja be. Mindkét szerencsétlenség 1975 nyarán történt az USA-ban. (Az ábrák nem léptékhelyesek). A 4/a ábrán a leszálló repülőgép erős leáramlásba és záporba került, miközben a korábban említett összes szélnyírástípussal találkozott. A katasztrófát a hajtóművek felszálló teljesítménybe állítása sem tudta megakadályozni, a gép a küszöb előtt a földnek ütközött. A másik esetben (4/b ábra) egy felszálló gép került hasonló helyzetbe, a gép 30 méteren 5 másodperc alatt 290-ről 210 km/h-ra veszítette sebességét, a személyzet a további csökkenést nem tudta már meg-

akadályozni. Meg kell jegyezni, hogy mindkét esemény néhány perccel azután történt, hogy más gépek kedvező körülmények között fel-, illetve leszálltak, ami az ilyen szélnyírással időjárás helyzet változékonyságát igazolja.

A szélnyírás jellemzői

a) Év- és napszakos gyakoriság. b) Hőmérsékleti rétegződéstől való függés. c) Nagyságrend. d) Kiterjedés, időtartam. A WMO 1969-ben megjelent kiadványában bővebben foglalkozott a légkör alsó szintjében fellépő szélnyírással. Ebben néhány WMO-tagország közölte a szélnyírással kapcsolatos kutatómunkájának eredményét. Mivel hazai meteorológiai tornyokon szélnyírásmérések ezideig nem történtek, ezért a kanadai mérőtornyokon végzett feldolgozások néhány eredményét ismertetjük, mivel ez a feldolgozás a legrészletesebb. A kanadai tanulmányban két meteorológiai mérőtornyon végzett szél- és hőmérsékletmérés alapján végzett számítások eredményeit közlik. Megvizsgálták a szélnyírás évszaktól, napszaktól, szélsébségtől, széliránytól, vertikális hőmérsékleteloszlástól való függését. A következőkben ezeknek a vizsgálatoknak néhány eredményét mutatjuk be. A vertikális szélnyírást két torony mérési adataiból származtatták, a montreali és a whiteshelli adataiból. A montreali toronyon 10 és 60 m-en (35 és 200 láb), a Whiteshellben levő toronyon 6 és 60 m-en (20 és 200 láb) mértek.

a) A szélnyírás év- és napszakos gyakorisága. Az 1962 júniusától 1963 májusáig tartó egy év mérési sorozatának elemzése során arra a következtetésre jutottak, hogy a vertikális szélnyírásnak télen van a maximuma, az átmeneti évszakokban közel azonos gyakoriságú, míg a minimum nyáron van (II. táblázat). Az éjszakai és nappali gyakoriság között a különbség általában kicsi a nappal javára.

II. TÁBLÁZAT

A vertikális szélnyírás évszakos és napszakos eloszlása

Montreal, 1962. jún. – 1963. máj.				Whiteshell, 1963. szept. – 1965. máj.			
Évszak	Napszak		Összes	Időszak	Inverziós	Inverziómentes	Összes
	nappal	éjszaka					
tavas	182	163	345	ápr. + okt.	352	517	869
nyár	96	41	137	nyár	365	724	1089
ősz	201	152	353	tél	260	889	1149
tél	265	195	460	összes	977	2130	3107

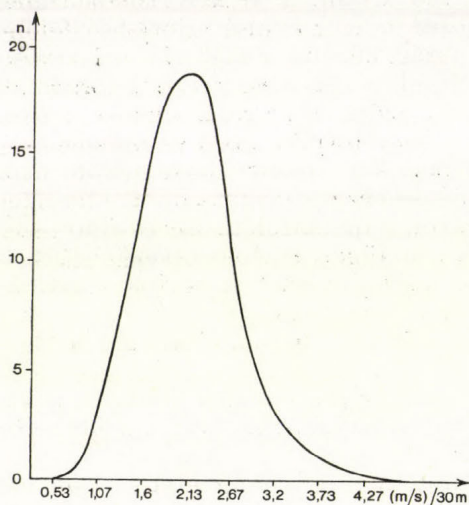
b) A szélnyírás függése a hőmérsékleti rétegződéstől. A szélnyírás előfordulását a légkör egyensúlyi állapotának tanulmányozásával is összekapcsolták, ugyanis erős vertikális szélnyírás esetén általában feltételezik a légkör stabilis egyensúlyi állapotát, mivel labilizálódás esetén a megélelnkülő kicserélődés a szélnyírást csökkenti, illetve megszünteti.

A szélnyírás előfordulását különböző stabilitási viszonyok között, a whiteshelli torony hőmérséklet- és szélérései alapján vizsgálták

$$\begin{array}{l}
 T_{200\text{láb}} \geq T_{20\text{láb}} \quad \text{inverzió} \\
 T_{200\text{láb}} < T_{20\text{láb}} \quad \text{inverziómentes.}
 \end{array}$$

A kutatások szerint az inverziós, illetve inverziómentes időszakban fellépő szélnyírások közel egyforma gyakorisággal fordulnak elő, a szélnyírás gyako-

riságai tehát nem mutatnak lényeges eltérést az inverzió jelenléte miatt. Ez a megoszlás arra utal, hogy szélnyírás kialakulása és fennmaradása — a ki-cserélődési hipotézis ellenére — nincs közvetlen kapcsolatban az alsó légréteg egyensúlyi állapotával. A magyar szakirodalomban az alacsony szinti jetekben előforduló szélnyírások vizsgálatánál *Bodolai* és *Jakus* (1974) is hasonló eredményre jutott.



5. ábra: A 30 m-re eső vertikális szélnyírás értékeinek gyakorisági eloszlása (Montreal)

c) *Nagyságrend.* A szélnyírás mértékegysége (m/s)/m, amelyet a WMO ajánlása alapján 30 m-es légrétegre szoktak számolni. Nagyságrendileg a legnagyobb érték 1,5–3 (m/s)/30 m között van. A kanadai tornyokon előfordult maximális érték 6,8 (m/s)/30 m volt (5. ábra).

Szovjet ajánlások a következő fokozatokat javasolják:

gyenge	0–2 (m/s)/30 m,
mérsékelt	2–4 (m/s)/30 m,
erős	4–6 (m/s)/30 m,
nagyon erős	>6 (m/s)/30 m.

Ezeket az értékeket a szélnyírás fel- és leszállásra gyakorolt hatásából kiindulva állapították meg. A repülésre veszélyes szélnyírást 5 (m/s)/30 m értékben jelölik meg.

d) *Kiterjedés, időtartam.* Mint láttuk, szélnyírás makro- és mikro-léptékű folyamatok is előidézhetnek, de általában mezo-léptékű jelenségekkel hozható összefüggésbe. Ide tartoznak az instabilitási és konvergencia-vonalak, a nagy magasságba felnyúló zivatarok stb. Ezek kiterjedése néhányszor 10 km, élet-tartamuk pedig néhány óra. Az esetek 80%-ban az 1–1,5 (m/s)/30 m-nél nem nagyobb szélnyírás 1-2 óra időtartamú, az erősebbeké ennél rövidebb. A hosszan tartó szélnyírás főként a hidegfrontok, tájfunok, monszunok okozzák. A szélnyírás tehát rövid időtartamú meteorológiai jelenség, ezért, ha a mérések ritkák, a jelenség két mérés között elvész. Így a szélnyírás létének felderítése a mérés-technika függvénye, felismerésének elengedhetetlen feltétele a folyamatos műszeres mérés, az alsó határréteg állandó szondázása.

A szélnyírás megfigyelése és mérése a repülés során

Az alacsony szintű szélnyírás mérése terén lényegében két különböző koncepció van. Az egyik szerint a mérőműszereket magán a „biztosítandó” repülőgépen szerelik fel, és az így nyert információ közvetlenül a repülőgép-vezető rendelkezésére áll. A másik eljárás esetén a mérés a földfelszínről történik, és a folyamatosan előállított szélnyírás adatoka ta repülésirányítás használja, illetve juttatja a fedélzetre a fel- és leszállítás során (Pétróczy, 1983).

Fedélzeti mérőberendezések. A légi járművön elhelyezett mérőberendezések előnye, hogy az így felszerelt gép vezetője a földi kiszolgálástól függetlenül, megfelelő információk birtokába jut a szélnyírás hatásainak felismerésére. Az információszerzés tehát a repülés során folyamatos és gyors. Előnye ezeknek a műszereknek a viszonylag olcsó beszerzési ár és a könnyű felszerelhetőség. Jelentősen korlátozza a jelenleg kifejlesztett szélnyírásjelző berendezések használhatóságát az a körülmény, hogy ezek csak a már szélnyírásba került gépen jeleznek, és a szélnyírás elkerüléséhez szükséges előkészületekre nem adnak módot. Ezért a jelenleg létező műszerek működés módja elvileg sem alkalmas olyan továbbfejlesztésre, amely lehetőséget nyújtana a repülőgép-vezetőnek a megelőző, veszélyt elkerülő manőverek végrehajtására.

A fedélzeti mérőrendszerek egyik csoportjához hagyományos érzékelőket, légnyomás-, sebesség-, magasságváltozás- vagy gyorsulás-adókat alkalmaznak. A kapott jeleket egy berendezés értékeli, és amennyiben az összetartozó adatok alapján szélnyírásra lehet következtetni, ezt a műszerfalon egy külön kijelző indikálja.

Az eddig elkészült fedélzeti műszerek közül az angol Smiths Industria LTD kétmutatós variométere látszik a legjobban használhatónak. Szerkezeti felépítése rendkívül egyszerű, nem jelent külön kijelzőegységet a műszerfalon, sőt a két mutató egymás fedésében mozog, és az alsó, feltűnőbb színű csak akkor tűnik elő, ha a gép szélnyírásba került. Egyúttal jelzi a szükséges manőverezés irányát és nagyságát is. Ez a műszer a földi berendezések mellett hasznos kiegészítésként is működhet.

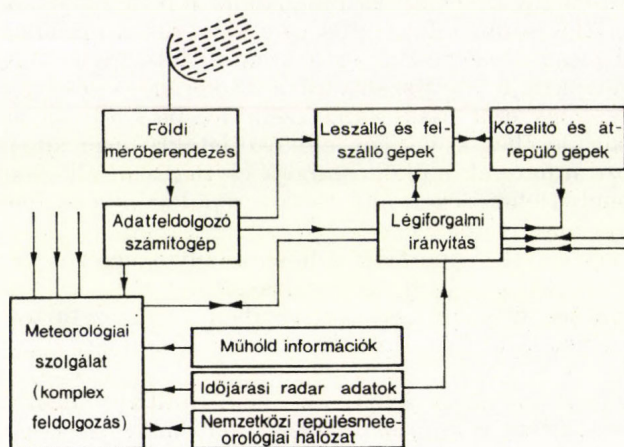
Földi mérőberendezések. A földi telepítésű berendezések, mérőrendszerek esetén elérhető a repülőtér fel- és leszállósávjának folyamatos megfigyelése. Ez az úgynevezett monitorizálás szükség esetén alkalmat ad a veszélyhelyzetet elkerülő eljárások megindítására. Az így működő rendszerek alapvetően két különböző kategóriába sorolhatók. Egyrészt a közvetlenül az áramló közegbe helyezett szenzorok segítségével működő műszerek, másrészt a radar-elven alapuló berendezések.

A közvetlen érzékelős módszerek közül a legelterjedtebb a *rádiószondás, ballonos* szélmérési mód. Ez a meteorológiai gyakorlatban általánosan elterjedt megoldás nem teszi lehetővé azt a sűrű mintavételezést, amely a szélnyírás repülés által igényelt térbeli és időbeli pontosságának meghatározásához szükséges.

A szélnyírás földről történő mérésének hagyományos eszköze a *mérőtorny*. A meteorológiai mérőtornyok építése a 60-as években érte el a virágkorát. A meteorológia a turbulencia természetének megismerésében sokat köszönhetett a tornyokon végzett méréseknek. Ezek a berendezések már lehetővé teszik a szükséges felbontást és mérési pontosságot, azonban nagy méreteiknél fogva (30–300 m) a repülőtereken nem helyezhetők el, így ilyen célra csak néhány helyen telepítettek. A távolság miatt viszont az információ értékének csökkenésével kell számolni. Ezen kívül más nehézségek is adódnak. Csak nagyon jó

minőségű érzékelők bírják a tornyokon fellépő szélsőséges igénybevételt, általában nehézkes és költséges a karbantartás, és nem utolsósorban csak kevés helyen tudták megoldani a szélvektor háromdimenziós mérését. A torony saját hatása az áramló levegőre sem elhanyagolható, így az hamisítja a mérés eredményét.

Kísérletek történtek a szélnyírás meghatározására *közvetett úton* is oly módon, hogy a földfelszíni hagyományos repülőtéri szélmérőhálózatok kibővítésével (5 vagy több mérőpontra) és adatainak magas technikai színvonalú real-time-feldolgozásával következtetni lehet a magasabb légrétegekben létrejött szélnyírásra. Ezek, a ma már több műszergyártó cég (pl. ELECMA)



6. ábra: A szélnyírás földi mérésének és az információ továbbításának integrált rendszere

által kereskedelmi forgalomba hozott berendezések elsősorban a zivatarok kifutószelével, illetve a nagyméretű repülőgépek keltette úgynevezett „wake-turbulence”-szel párosult szélnyírás jelzésére alkalmasak.

A repülés biztonságát legjobban szolgáló szélnyírásmérő berendezések az utóbbi időben fejlődésnek indult *távérzékelés* alapján működő, általában a Doppler-radarelvét felhasználó eszközök. A mérőberendezések csoportjának számátalan előnye van a közvetlen szenoros rendszerekkel szemben. Leglényegesebb előnyük, hogy nem befolyásolják a mérendő közeg mozgásállapotát, nem jelentenek akadályt. Alapvetően három fajtáját különböztethetjük meg: a hanghullámokkal működő (pl. SODAR), a lézertechnika felhasználásával működő (pl. LIDAR) és a mikrohullámú elektromágneses sugárzás visszaverődésével működő Doppler-radarokat. Ezeknek a mérőeszközöknek és a megfelelő számítógépeknek (általában mikroprocesszoros rendszerek) összekapcsolása, a szélviszonyok térbeli szerkezetének real-time feltérképezése, a szélnyírás és a turbulencia pontos térbeli és intenzitás szerinti felismerése és nyomon követése a feladata.

Az ilyen rendszerek nyújtanak segítséget a repülőtéri meteorológiai szolgálat számára, a repülésbiztonságot veszélyeztető rossz látás és alacsony felhőalap létrejöttének és elmúlásának előrejelzésében is. Ezeknek a berendezéseknek a telepítése a repülés biztonságát növelő hatásán túl, várhatóan gazdasági eredményekkel is járna. A Doppler-radarelvén működő eszközökkel elérhető 10 m-es térbeli felbontás, 10 s nagyságrendű átlagolás, gyors, perc körüli mintavétel, a háromdimenziós szélértékelés (vízszintes és függőleges kompo-

nensek), 1 km körüli letapogatott tartomány, valamint az ehhez kapcsolódó fejlett technikájú real-time adatfeldolgozás és adatátvitel eléri, illetve meghaladják a repülésbiztonság szempontjából várható maximális követelményeket is.

Az információáramlás vázlata. A szélnyírás földi mérésének és az információ továbbításának komplexen integrált rendszerét mutatja be a 6. ábra. Egy ilyen rendszernél az akusztikus vagy lézer, illetve mikrohullámú Doppler-rendszer elsődleges információit számítógép értelmezi és a feldolgozás után továbbítja az irányítás, a meteorológiai szolgálat és a leszálló gép személyzete részére. A meteorológiai szolgálat a számos csatornán érkező egyéb meteorológiai információk (radar, műhold, földfelszíni és magaslégköri megfigyelések stb.) együttes elemzésével riasztást ad. A szélnyírás fejlődésének, mozgásának előrejelzésével megteremti az alapot az irányítás hatékony munkájához, a veszélyes szélnyírási területek elkerüléséhez. Nagy jelentősége van az időjárási radarmegfigyelések figyelembevételének is. A rendkívül veszélyes zivatarok kifutószél keltette szélnyírásos helyzeteiben, az eddigi légi katasztrófák elemzése során kitűnt, hogy egy speciális, ún. „lándzsahegy-echo” észlelhető az időjárási radar ernyőjén.

Összefoglalva az elmondottakat megállapítható, hogy a földfelszíni mérőberendezések jóval pontosabbá teszik a szélnyírás felismerését, emellett segítségével a repülőgép-vezető számára előrejelezhető, hogy hol és milyen intenzitású szélnyírással fog találkozni. Alkalmas továbbá a repülőtér körzetében mozgó összes repülőgép „védésére”. A fedélzeti berendezésekhez képest ugyan nagyobb a telepítési kiadás, ám kisebb az egy gépre vonatkoztatott fajlagos költség. Lényeges körülmény, hogy a Doppler-elven működő műszernek adatai más veszélyes jelenségek elleni védekezésben is segítséget nyújtanak. A földi telepítésű berendezések folyamatos mérései és adatrögzítése-archiválása teszi lehetővé a szélnyírás természetének, élettartamának, előfordulási gyakoriságának pontosabb megismerését. Alkalmas továbbá az esetleg bekövetkezett repülőesemények időjárási okainak pontosabb felderítésére is.

A repülésmeteorológiai szolgálat feladatai

Mint láttuk, a szélnyírás veszélyének elhárítása, illetve csökkentése érdekében több irányban megindultak és még ma is folytatódnak a kutatások. Az években át folyó, s az ICAO és WMO által támogatott vizsgálatok és kísérletek eredményeképpen nyilvánvalóvá vált, hogy a szélnyírások, különösen a zivatarokkal kapcsolatos szélnyírások előrejelzése nem oldható meg a kívánt pontossággal. Ezek ugyanis mezo- és mikro-léptékű jelenségek és az, hogy éppen a megközelítési vagy a felszállási szakaszban fordulnak elő, véletlennek tekinthető.

Az is nyilvánvalóvá vált, hogy a kutatásokat elsősorban olyan mérőeszközök kifejlesztésére kell összpontosítani, amelyek képessé teszik a repülőgép-vezetőt a veszély elhárítására.

Nagyon fontos, hogy a repülőgép-vezető a szélnyírást idejében felismerje, s a szükséges korrekciókat el tudja végezni. Ehhez a fedélzeti berendezések nagy segítséget nyújtanak.

Az ICAO az összegyűjtött tapasztalatok alapján a repülés biztonsága érdekében a szélnyírás veszélyének csökkentésére különböző ajánlásokat dolgozott ki. Többek között felhívta a légitársaságok figyelmét arra, hogy milyen fontos a szélnyírás felismerésének gyakorlaltatása. A személyzet a ma már

sok helyen alkalmazott szimulátorokon végezhet ma ilyen gyakorlatokat. Továbbá hangsúlyozta a szélnyírásról szerzett információk fedélzetre juttatásának szükségességét. Ennek formáját az *ICAO Annex 3* (1983) módosításában szabályozta is. E szerint a meteorológiai szolgálat 1983 novembere óta figyelmeztetést ad ki, ha a megközelítési, illetve a felszálló szakaszban a repülést befolyásoló szélnyírás fordul elő, vagy várható a talaj és 500 m magasság közötti rétegben.

A meteorológus a szélnyírásra vonatkozó adatokhoz földi berendezésekkel történő megfigyelés révén, vagy a repülőgépek jelentéséből juthat. Az ICAO előírásai szerint ugyanis minden le- és felszálló repülőgép személyzete, amely szélnyírást észlel az alsó 500 m-es légrétegben, köteles ezt a légiforgalmi irányító szolgálatnak jelenteni. Az irányító szolgálat a jelentést továbbítja a meteorológiai szolgálatnak, amely ennek alapján angol nyelvű, rövidített nyílt szövegben figyelmeztetést ad ki, és ezt eljuttatja az irányítókhoz, azok pedig közlik a le- és felszállni készülő repülőgépek személyzetével (lásd a 6. ábrát). A figyelmeztetésben a jelentést adó repülőgép típusát is közölni kell. Ez fontos információ, mert — mint említettük — a szélnyírás hatása a géptípustól is függ. Ezenkívül a meteorológiai szolgálat, mint kiegészítő információt (szintén angol nyelvű nyílt szövegben) a METAR-jelentés végén is ad figyelmeztetést a szélnyírásról. Ha a repülőgépről származó jelentések szerint a szélnyírás megszűnt, egy meghatározott idő elteltével a figyelmeztetést törölni kell, és erről természetesen a repülő személyzetet is tájékoztatni kell.

A magyar meteorológiai szolgálat nyilvánvalóan eleget tesz a nemzetközi előírásoknak. Földi távérzékelő berendezésünk azonban egyelőre nincs, ezért repülőgépektől kapott információk alapján adunk ki figyelmeztetést a szélnyírásról. Ezeket a jelentéseket felhasználhatjuk még az alacsony szintű szélnyírást okozó időjárási helyzetek elemzéséhez, továbbá a repülőtér éghajlatának leírásához, valamint a repülő személyzet oktatásában is.

A szélnyírás előrejelzése a meteorológus számára igazi „nowcasting” probléma. Ahhoz azonban, hogy szélnyírást, akár csak rövid időre is, előre jelezzünk, tendenciát vagy fennmaradási prognózist adjunk, folyamatos műszeres megfigyelésre lenne szükség, amely azonban jelenleg szolgálatunknál még nincs megoldva.

IRODALOM

- Bodolai, I., Jakus, E., 1971: *Mezoszínoptika*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Bodolai, I., Jakus, E., 1974: Vertikális szélnyírás alacsony szintű jetekben. *Időjárás* 78, 5–15.
- Bodolai, I., 1983: *A planetáris határréteg főbb sajátosságai*. OMSZ kisebb kiadvány, No. 52.
- Fujita, T. and Caracena, F., 1977: An analysis of three weatherrelated aircraft accidents. *Bulletin of the American Meteorological Society* 58.
- ICAO ANNEX 3, 1983: Meteorological Service for International Air Navigation, 64. sz. módosítás.
- Long, M. E., 1977: The air-safety challenge. *National Geographic* 152.
- Petróczy, Gy. 1983: A szélnyírás észlelési módszereinek továbbfejlesztése a földi és a fedélzeti berendezések által nyerhető adatok figyelembevételével, javaslatok kidolgozása a repülésbiztonság javítására. KGST-tanulmány.
- WMO, 1969: Vertical wind shear in the lower layers of the atmosphere. *WMO Technical Note*, No. 93. 1969. Geneva.

BUDIKO, M. I.: *Evolucija bioszteri (A bioszféra evolúciója)* Gidrometizdat, Leningrád 1984. (Szerk. Bjutner, E. K.)

„A tudományban nincsenek korlátozott témák, csak korlátozott tudósok vannak”. E tételt igazolja *Budiko* legújabb munkája, amelynek vezérfonala: a fizika megmaradási tételei az élő anyagra is érvényesek. Közelebbről a szerző arra vállalkozik, hogy főként az energia, valamint a víz és a szén megmaradási törvényeit alkalmazva megmagyarázza, s részben rekonstruálja a bioszféra múltját, megismertesse jelenét és előrevetítse az emberi tevékenység nyomán gyorsuló változást sejtető jövőt. E munka folytatása, kiteljesítése annak a sorozatnak, amelyben a szerző 1971-től kezdődően több könyvében szintetizálja a változó éghajlat elméleti és tapasztalati törvényszerűségeit. A 226 szovjet és 285 külföldi hivatkozást számláló irodalomjegyzékben 37 szovjet és 55 külföldi tanulmány (könyv) 1980 után jelent meg, vagyis a korábbi összegezés nemcsak új gondolatokkal, de szükségszerűen új ismeretekkel is gazdagodott.

A könyv tíz fejezetre oszlik, ebből az első öt a jelenel, három a földtörténeti múlttal, kettő pedig az ember megjelenésével és a bioszféra jövőjével foglalkozik. A bevezető jellegű első fejezethez kitűnik, hogy a szerző a bioszférán a troposzféra, a hidroszféra (beleértve ennek szilárd fázisát) és a litoszféra vékony felső rétege által határolt tartományt érti. (E közegeket a sztratoszférával kiegészítve az ún. éghajlati rendszerhez jutunk.) Mértéktartó, olvasmányos, információs, minimum a légkör, a hidroszféra és a litoszféra legfontosabb jellemzőiről. A második és a harmadik fejezet a napsugárzás és az évi középhőmérséklet eloszlásával, a felszín és a Föld-légkör rendszer energia-mérlegével, a víz körforgalmával, a sarkvidéki jégtakaró energia-mérlegével, az éghajlat és a természeti zónák kapcsolatával foglalkozik. A tárgyalás gerincét a szerzőnek és munkatársainak korábbi vizsgálatai képezik. A felszíni energia-mérleg összetevői a szerző újabb (1978) számításai nyomán kerültek bemutatásra. A negyedik és az ötödik fejezet a növény- és állatvilágot mutatja be, természetesen szintén a fizika megmaradási tételeinek szemléletén keresztül. A biológiában járatlan olvasó ugyanakkor érdekes és fontos ismeretekhez juthat.

A hatodik fejezet a bioszféra kialakulásával, valamint a litoszféra és a hidroszféra történetével foglalkozik. A légkör összetételének változásai, miként a paleoklimák egymásutánja is, a leghosszabb, hetedik fejezetben kapott helyet. E rész talán legérdekesebb eredménye az a számítás, amelyben az elmúlt 470 millió évre a szerző rekonstruálja a globális középhőmérséklet változásait a CO₂-koncentráció, csillagászati napállandó, valamint a rendszerelbédő független úton generált adatai alapján. Az eredmények a paleoklimatológiai rekonstrukció pontossági korlátain belül egyeznek a hőmérséklet közvetlenül becsült értékeivel. Ezen értékek a jelenkorhoz viszonyítva többszörös CO₂-koncentráció miatt a mainál 4–10 fokkal magasabbak voltak. *Budiko* szerint a CO₂-koncentráció változásai a glaciális-interglaciális váltakozásban is szerepet játszottak pozitív visszacsatolásként erősítve a pályaelem-változásokkal kapcsolatos elsődleges hatásokat. A nyolcadik fejezet az élő szervezetek evolúcióját tárgyalja. Külön pont foglalkozik a földtörténet kritikus ökológiai időszakaival, amelyeket a szerző szerint döntően az éghajlat változásai okoztak. Bevezeti továbbá a makroevolúció fogalmát, és 6 pontba foglalja annak törvényszerűségeit. A kilencedik fejezet az ún. nooszféra (az értelem szférája) és az ember kialakulását tárgyalja, majd az ősember, illetve az árutermelő ember által a bioszférára gyakorolt hatást elemzi, kivéve a légkör összetételének módosulását.

Ez utóbbi témáról szól a tizedik fejezet első két pontja, beleértve a jövő század közepéig szóló előrejelzéseket. S ez az a pont, ahol a szerző ágazó ismeretek egy fejből való összeírása iránti esodálataba a rendteremtés erőszakoltságának feltételezése keveredik. Noha a globális hőmérsékletváltozások lehetséges okait és hozzávetőleges mértékét ismerjük, a jövőbe extrapolálás és a területi részletezés még hosszú, fáradságos munkát és valószínű meglepetéseket tartogat a kutató számára. Így például több szerző szerint a CO₂-koncentráció növekedése nem olyan gyors, mint azt akár két évvel ezelőtt feltételeztük, ugyanakkor a többi nyomgáz (CH₄, N₂O, freonok stb.) hatása várhatóan tovább erősíti az üvegház-hatást (erről a könyvben semmilyen mennyiségi becslés nem olvasható). A kontinensek esapadéka pedig már *Drozdo*v szerint is nem monoton függvénye a globális hőmérsékletnek. Csak remélni tudjuk, hogy a többi fejezetben a szerző meg-

állapításait nem lengi körül hasonló bizonytalanság. (A könyvnek egy nem meteorológus akadémikus és egy biológiai doktor lektora van.) A tizedik fejezet a világegyetem értelmes lényeiről szóló oldalakkal, majd a bioszféra megőrzéséről szóló gondolatokkal zárul. Ezek lényege, hogy a biológiai élet fizikai és kémiai tartománya túlságosan szűk ahhoz, hogy a földi környezetet tudományos körülmények nélkül megváltoztassuk.

A 2–4. fejezetekben a felszíni energia-mérleggel kapcsolatos megfontolások nyomán leveztés található a tengeri jég olvadási sebességéről, a párolgás, a csapadék és a sugárzási mérleg összefüggéséről, a fotoszintézis sebességéről, a növényzet és az ember energia-háztartásáról. A 7. fejezetben ugyanezzel a módszerrel becslés található a globális átlaghőmérséklet és az óceáni párolgás (földi csapadékösszeg) kapcsolatáról; a 8. fejezetben pedig a dinoszauruszok kihalásának okáról. Más planetáris léptékű megfontolásokkal előáll az évi középhőmérséklet övezetes eloszlásának stacionárius modellje, illetve a kontinensek advektív és helyi összetevőinek aránya (3. fejezet); s mód nyílik a vulkánosságnak az aeroszolok és a CO₂ földtörténeti léptékű változásaira gyakorolt hatásának szimulálására. Követhetjük az elfolyás, a talajnedvesség, a csapadék és a párolgatóképesség közötti közelítő kapcsolat felállításának gondolatmenetét, megismerkedhetünk a különböző populációk együttélését leíró differenciál-egyenletekkel és néhány speciális analitikus megoldással (5. és 9. fejezet). Becslési módszert találunk az éghajlati rendszer termikus relaxációs idejére (kb. 2,5 év). E rendkívül egyszerű levezetésekkel kereszttül már a meteorológiai és matematikai ismeretek alacsony (kezdeti) szintjén is el lehet sajátítani az éghajlat fizikai szemléletét. El(számító)gépiesedő gondolkodásunkat érdemes megmeríteni a racionális (igaz, nem minden körülmények között kielégítő) egyszerűsítő megfontolások budikói világában.

Budiko könyve végül is nem monográfia; ahhoz túl széles területet ölel fel, és viszonylag kevés expliciten ismertett adatot tartalmaz. (A könyvben 75 ábra és 34 táblázat található, vagyis a szöveget átlag 4 oldalanként szakítja meg valamilyen koncentrált információ.) A cél bizonyára nem is ez, hanem egy nagyszabású szintézis megfogalmazása anélkül, hogy a következtetéseket a szerző minden oldalról bizonyítani akarná (tudná). Így ugyan nehéz megítélni az egyes megállapítások helyességét, sőt az egész vállalkozás (ti. a bioszféra evolúciójának magyarázata és előrejelzése a fizika megmaradási törvényei segítségével) sikerét, az azonban biztos, hogy a részletek figyelmes tanulmányozása nyomán a meteorológia sok területén (klímodellezés, agrometeorológia, biometeorológia stb.) teremhetnek új gondolatok. A tájékozódást a részletekben négyoldalas tárgymutató is segíti.

Mika János

F. T. M. NIEUWSTADT and H. VAN DOP (szerk.): *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling (Légköri turbulencia és lég szennyeződés modellezés)* D. Reidel Publishing Company Dordrecht/Boston/Lancaster, 1984. XX+358 oldal. Atmo-s pheric Sciences Library sorozat.

A kötet alapját az 1981. szeptemberben Hágában tartott „Légköri turbulencia- és légszennyeződés-modellezés” c. tanfolyamon elhangzott előadások képezik. Jelen könyv, amely az OMSZ könyvtárában található, az előadásokról megjelent második, javított kiadás.

A légköri turbulenciával kapcsolatos vizsgálatok az utóbbi években jelentősen előrehaladtak. Az előrelépés elsősorban a határreteg-meteorológia terén volt tapasztalható. Ami elsősorban abban nyilvánult meg, hogy a felszíni rétegre vonatkozó vizsgálatokat egyre inkább a teljes határretegre vonatkozó kutatások váltották fel. A fejlődés a megfigyelések, az elméleti vizsgálatok és a numerikus modellezés területén egyaránt jelentős volt.

A légszennyeződés modellezése terén ugyanakkor nem volt jellemző a hasonlóan gyors fejlődés. A turbulenciával kapcsolatos tudományos haladásból csak kismértékben profitált a légszennyeződés-modellezés, amely még mindig elsősorban a felszíni réteg megfigyeléseiben és elméletén nyugszik.

A jelen kötet a határreteg-meteorológia újabb eredményeinek összefoglalását és néhány, a légszennyeződés-modellezéssel kapcsolatos lehetséges felhasználási módot ismerteti. Az egyes fejezeteket a témakörök jeles ismerői írták és adták elő. A szerkesztők érdemének tudható be, hogy egységes könyvet sikerült alkotni e magas szintű, de nem szervesen kapcsolódó előadásokból.

A kötet első négy fejezete a határreteg meteorológiájával kapcsolatos ismereteket foglalja össze. Az 1. fejezetben a határreteg meteorológiai folyamatait leíró egyenletekkel és a szokásos vizsgálati koncepciókkal ismerteti meg az olvasót *J. A. Businger*. A 2. fejezetben *H. Tennekes* a Rossby szám és a Monin-Obukhov hasonlósággal, valamint a turbulenciaelemek karakterisztikus méretével és a spektrum tulajdonságaival foglalkozik. *J. C. Wyngaard* a határreteg-modellezés különböző lehetőségeit elemzi a 3. fejezetben. A határreteg turbulens tulajdonságaival foglalkozó rész lezárásaként a 4. fejezetben *S. J. Canjhey* a konvektív és a stabil határreteg fontosabb mért adatait ismerteti, jól kiegészítve és alátámasztva ezzel a megelőző fejezetek elméleti fejtegetéseit.

A kötet második felét a szennyezőanyagok turbulens diszperziójával kapcsolatos újabb vizsgálatok ismertetése tölti ki. A turbulens diffúzió folyamatát az előző fejezetekben bevezetett határréteg-paraméterek függvényében elemzik a szerzők. Az 5. fejezetben *R. G. Lamb* a konvektív határréteg, a 6. fejezetben *J. C. R. Hunt* a stabil határréteg turbulens diffúziós folyamatait vezeti le, újnak mondható gondolatok felhasználásával. A 7. fejezetben *S. R. Hanna* a szennyezőanyag-diszperzió gyakorlati kérdéseivel foglalkozik. A befejező, 8. fejezetben *L. Kristensen* a tanfolyam során felmerült kérdéseket, észrevételeket összegzi.

A szöveg olvasását a könyv elején elhelyezett szimbólum-jegyzék, a könyv végén található részletes tárgy- és névmutató könnyíti meg. Az elsősorban a témakörben már alapfokú ismereteket rendelkező kutatóknak ajánlható érdekes, jól használható kötet értékét növeli a több mint 300 – lényegében az utóbbi évtizedben megjelent – irodalmi hivatkozást tartalmazó irodalom-jegyzék is.

Mersich Iván

HORVÁTH, M., BILITZKY, L. és HÜTTNER, J.: Ozone (Ózon). Akadémiai Kiadó és Elsevier Science Publishers. Budapest 1985. 350 oldal, 128 ábra, 47 táblázat, tárgymutató, 485 irodalmi hivatkozás.

Az ózon az egyik legfontosabb légköri nyomelem. Egyrészt elnyeli a bioszféra számára halálos ibolyántúli napsugarakat, másrészt, éppen abszorpcióis tulajdonságai következtében, szabályozza a sztratoszféra hőmérsékletét. A meteorológusok számára ezek a hatások közismertek. Kevesen gondolunk azonban arra, hogy ezt az anyagot elsősorban az ötvenes évek kezdete óta a mezőgazdaságban, valamint az élelmiszer- és vegyiparban is igen elterjedten alkalmazzák. Jelentőségét bizonyítja, hogy „*Ozone Science and Engineering*” címmel a Nemzetközi Ózon Aszociáció folyóiratot is jelentetett meg.

Jelen könyvnek elsősorban az az érdeme, hogy az ózonnal kapcsolatos minden kérdésről áttekintést ad az alábbi fejezetekben: 1. Az ózon tulajdonságai és kimutatásának módszerei. 2. Légköri ózon. 3. Az ózon előállításának módszerei. 4. Az ózon stabilizálása és tárolása. 5. Az ózon felhasználási területei.

Az első fejezetből az olvasó a fizikai és kémiai tulajdonságok mellett az ózon fiziológiai hatásaival ismerkedhet meg. Az analitikai kémiával foglalkozó részben egyebek között megtalálhatja a levegőkémiai gyakorlatban elterjedt jodometriás és kemilumineszcenciás módszerek leírását. A számunkra legérdekesebb második fejezet lényegében korrekt összefoglalása a légköri ózonnal vonatkozó korszerű ismereteknek. Látszik, hogy a budapesti Oxigén- és Disszociációs-gázgyárban dolgozó szerzők áttekintették a légköri ózonnal kapcsolatos levegőkémiai irodalmat. A légkör szerkezetének és az ózon keletkezésének felvázolása után tárgyalják a különböző légszennyező anyagok ózonnal gyakorolt hatását. A szerzők külön érdeme, hogy művükben nemcsak a nitrogén-oxidok és halogénezett szénhidrogének okozta sztratoszferikus változásokról, hanem a fotokémiai szmog képződéséhez vezető troposzferikus folyamatokról is olvashatunk. A harmadik fejezetből megtudhatjuk, hogy az ózont az iparban elsősorban elektromos kisülésekkel és fotokémiai eljárásokkal állítják elő. Az 1950-es évek elején úgy gondolták (negyedik fejezet), hogy az előállított ózont azonnal fel kell használni, mivel tárolása és szállítása nem megoldható. Tekintve azonban, hogy az ózon rakéták hajtóművében is felhasználható, a hatvanas években intenzív kutatások indultak megbízható tárolási módok kidolgozása céljából. Ezek eredményeként sikerült kiküszöbölni a termék bomlást és sikerült megoldani a robbanásbiztos tárolást.

Az ózon felhasználása molekuláinak erős oxidáló hatásán alapul. Alkalmazásának klasszikus területe a víztisztítás, a sterilizálás és a színtelenítés. Újabban azonban a vegyiparban, a gyógyszeriparban, sőt az analitikai kémiában is fontos alapanyagává vált. Így használják különböző anyagok és érc tisztítására, peroxidok előállítására, olefinek kezelésére, és számos, egyébként nehezen mérhető vegyület kimutatására (pl. a levegőben az NO_x koncentrációjának regisztrálására). Az élelmiszeriparban és mezőgazdaságban gyümölcs, zöldség, tojás stb. tárolásánál, illetve különböző élelmiszerek (pl. keményítő, liszt, szalonna) fehéritésénél és szagtalanításánál alkalmazzák.

Az ismertetett kötetből kitűnik, hogy az utóbbi két évtizedben az ózon iránt kialakult érdeklődésnek két oka van. Az egyik ipari és mezőgazdasági hasznosíthatósága, a másik a légköri ózon esetleges antropogén módosításának veszélye. Célzerű ezért, hogy a két területen dolgozó szakemberek legalább vázlatosan megismerjék a másik területen folyó munkákat. *Horváth* és szerzőtársai könyvükkel bizonyítják, hogy az ipari szakemberek ismerik a légköri ózonnal kapcsolatos kérdéseket. Művükkel egyúttal a meteorológusoknak is lehetőséget adnak, hogy mélyebb tudást szerezzenek az ózon fizikai és kémiai tulajdonságairól, biológiai hatásairól és gyakorlati alkalmazásairól.

Mészáros Ernő

KRÓNIKA

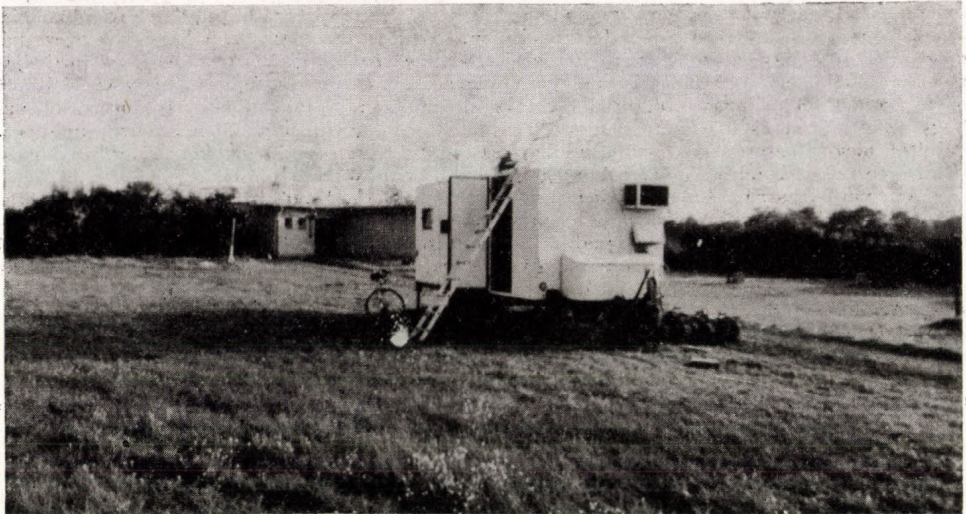
MAGYAR-SVÁJCI NAPSUGÁRZÁSMÉRÉSEK PESTLŐRINCEN

Az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Schweizerische Meteorologische Anstalt közös sugárzásmeteorológiai mérőprogramot dolgozott ki. A program keretében a svájciak napsugárzásmérő műszerkocsija a Központi Légekörfizikai Intézet területén az elmúlt év szeptemberében egész hónapon át üzemben volt.

A mérések a helyi sugárzásmérésekkel párhuzamosan folytak. Mint annak idején nyolc éven (1969–1976) át, sugárzási osztályunk a kampány során a vízszintes felületre eső sugárzásáramokon kívül újból mérte a függőleges felületekre eső globálisugárzást is. A négy főégtáj irányába néző piranométereket a mérési időszak első felében a sugárzási osztály épületének tetőteraszán, a második felében pedig – a régebbi mérőhelyszínek megfelelően – a fűterület felett állították fel. A függőleges felületre eső globálisugárzást, ugyancsak a négy főégtáj irányában, a svájci intézet is sok éven át mérte Locarno-Montiban, az Alpok déli oldalán. Az egyidejűleg mért vízszintes globál- és diffúzsugárzás óraösszegei-

nek bevonásával mindkét állomáson előállították a négy függőleges felületre eső diffúzsugárzás sokévi adatsorát is.

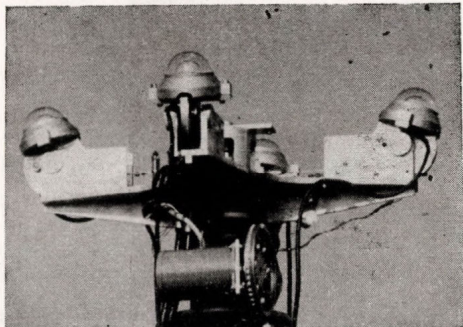
Az azonos helyen, hosszú időn át működő műszerek a klimatológiai adatgyűjtést szolgálják. A svájci mérőrendszer ezzel szemben koncepciója értelmében mozgó állomás; feladata elsősorban a rövidhullámú napsugárzás teljes szögeloszlásának felmérése különböző meteorológiai és különböző helyszíni viszonyok között, különböző napállásoknál, különböző évszakokban. A rendszer méri a közvetlen napsugárzást a beesés irányára merőleges felületen, a szórt sugárzás sűrűségét (radiancia, $[\text{Watt m}^{-2} \text{ szteradian}^{-1}]$) az égbolt 121 pontjában, valamint az alsó térfélből visszavert sugárzás sűrűségét 77 különböző irányban – utóbbit 10 m magas oszlopra szerelt radiométerrel. A koci felszereléséhez tartozik továbbá két piranométer; ebből négy, előírt mozgássémát követve, a vízszintes és függőleges helyzetek között összesen 77 különböző irány- és dőlésszög alatt méri a globál-



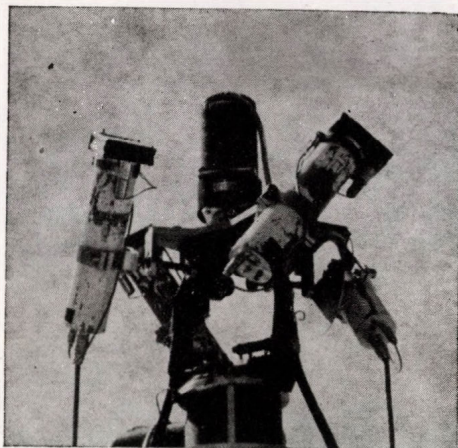
1. kép: A napsugárzást mérő műszerkocsija a Központi Légekörfizikai Intézet kertjében. A napot követő műszerek a koci tetejéről mérnek, a többi műszer részben a sugárzási osztály pavilonjának tetőteraszán (a háttérben, részben eltakarva), részben a fűterületen van felállítva, és kábellel csatlakozik a kocihoz.

sugárzást, az ötödik piranométer vízszintes felállításban, a hatodik a Nap irányát állandóan követő síkban regisztrál. A hetedik műszer a vízszintesen lefelé néző és függőleges határhelyzetek között összesen 77 különböző irány- és dőlésszög alatt a 10 m magas oszlop tetejéről mér.

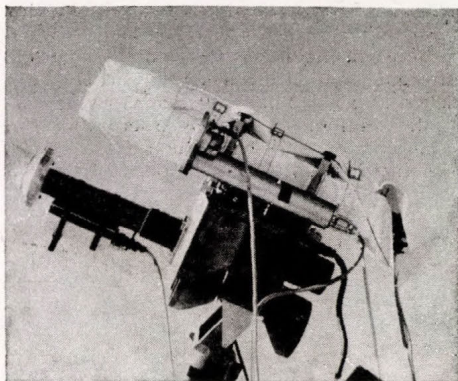
Kedvező (esőmentes) időben a műszerek általában napkeltétől napnyugtáig üzemben vannak. Az egyes műszerek mérési ciklusa igen különböző. A radiométerek szilícium-dióda érzékelői nyomban követik a sugárzás intenzitásának változását, a piranométerek, nagyobb tehetetlenségüknél fogva, csak 2° má-



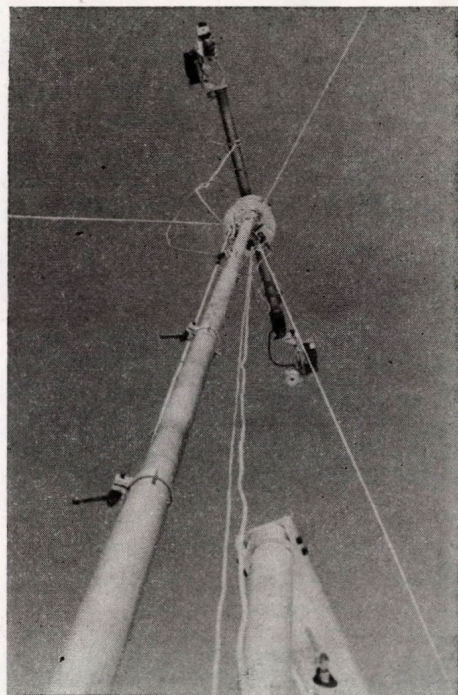
3. kép: Szekszos motorokkal vezérelt piranométer-műszernégyes a 77 különböző helyzetű síkra érkező globálsugárzás mérésére



4. kép: Négykarú radiométer-rendszer — a tubusokba épített szilícium-dióda érzékelők a diffúz sugárzás sűrűségét az égbolt 121 pontjában tapogatják le: először a szinkép teljes tartományában és utána rendre a 368, 500 és 778 mm hullámhosszak 10–15 mm félértéksáv szélességű környezetében. A sugárnyaláb az érzékelőket $4,65^\circ$ nyílásszög alatt ($0,0052$ szteradian látótérből) éri.



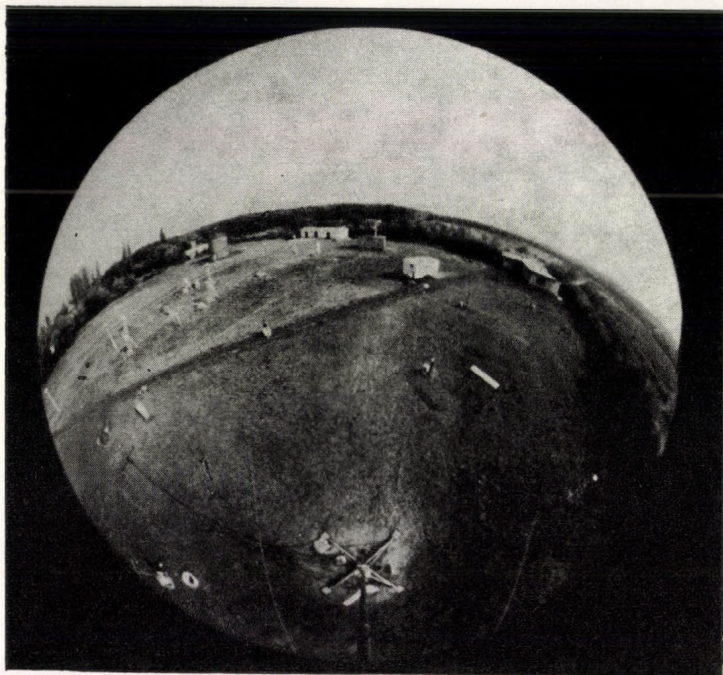
2. kép: A mérőkocsi tetejéről egy piranométer, két Davos típusú abszolút radiométer, egy spektroradiométer (fehér izoláló huzatba burkolva) és egy Volz típusú, 500 mm-es fotométer követi a Napot. A műszerek részben elfedik egymást.



5. kép: Az alsó térfél szögtartományát hidraulikusan kifuttatott, 10 m magas teleszkopikus árbóc tetejéről szintén piranométer és $4,65^\circ$ nyílásszögű radiométer pásztázza. A 3. és 4. képen bemutatott műszerek az árbóc csúcsán átfektetett és e körül vízszintes síkban forgatott keresztúrd két végéről különböző dőlésszögek alatt mérnek.

sodperces frekvenciával mérnek. Ily módon a radiométeres mérések időtartamát csak a rendszer mechanikája szabja meg: a négykarú égboltradiométerrel egy teljes, 121 adatot felölelő kimérés 2 perc 10 másodpercig tart, a reflex-radiométer mozgás-programjának a 10 m-es oszlop tetején viszont a lassú piranométeréhez kell igazodnia, ezért egy teljes ciklus

sokból a közvetlen napsugárzás megfelelő komponensét levonva megadja az összes mért síkra érkező diffúzsugárzást. További lépésekben a felső térfél 121, illetve az alsó térfél 77 pontjában mért sugárzássűrűség-adatokból kvadratikus interpolálással finom felbontású eloszlásokat állít elő (térfelenként 32 401 pontban).



6. kép: A mérőterep 10 m magasból halszemlencsével felvett látképe 36° -kal a vízszintes alá hajló és a déli iránytól 54° -kal keletre eltérő tájolásban. A kép középpontjából kissé jobbra fent a mérőkocsi, alul közepen a mérőárbc talapzata látható.

mindkét műszer esetén $77 \times 20 \approx 25$ perc 20 másodpercet vesz igénybe. A négytagú piranométer-rendszer ezzel szemben 6 perc 20 másodperc alatt végez 77 mérést. A horizontális és a Napot követő piranométerek 20–20 másodperc, a közvetlen sugárzást mérő két abszolút-radiométer pedig 32 másodperc frekvenciával mérnek. A felhőállapotról halszemlencsés (180° nyílásszögű) fényképezőgéppel felhőtlen ég esetén egy, változó felhőzet és teljes borultság esetén három felvételt készül egy-egy 25 perc 20 másodperces üzemszakasz során.

Az egész rendszert PDP8–E típusú számítógép vezérli kocsiból; ugyancsak ez a gépgyűjti be és rendezi el mágneses szalagon a mért adatokat. Az adatokat, a halszemlencsés felvételek digitális formában kiértékelte anyagával együtt, később a zürichi műegyetem CDC típusú géprendszer dolgozza fel. A rutin-program első lépésben a mért globálsugárzá-

Ezek után a sugárzássűrűség-eloszlás függvényeknek a polárkoordináták szerinti integrálásával a teljes diffúzsugárzásnak mind az égboltról eredő, mind az alsó térféltől visszavert összetevői a 2×77 piranométeres mérésnek megfelelő 154 sík mindegyikére külön-külön megadhatók. A kétféle irradiancia per sze szétválasztható úgy is, hogy a piranométeres teljes diffúzsugárzásból például az égboltra vonatkozó kettős integrálokat vonjuk le. A különböző szögfüggvények ezután a napmagasság, a homályosság és egyéb változók szerint vizsgálhatók. A fényképdokumentáció az eloszlásminták vizsgálatát felhőzet fajtája, mennyisége és térbeli eloszlásának függvényében teszi lehetővé.

A pestlőrinci mérőkampány elsődleges célja a diffúzsugárzás helyszíni szerkezetének feltárása. További fontos része a közös programnak a függőleges felületekre eső globál- és

diffúzsugárzás Locarnóban és Pestlőrincen mért sokévi adatsorainak összevetése, illetve közös analízise is. Az együttes feldolgozás általánosabb érvényű eredményekre vezethet, mint a csupán egyedi vizsgálatok. A feladat attraktivitását növeli, hogy a mozgó mérőrendszer a mostani egyhónapos pestlőrinci mérősorozatot megelőzően már Locarnóban is működött az ottani piranométerekkel párhuzamosan, ugyancsak egy teljes hónapon át. A különböző helyekről származó sokévi adatsoroknak így módon egyrészt van közös vonatkoztatási bázisa, másrészt a párhuzamos adatmintákkal előállíthatók olyan paraméteres összefüggések, amelyek az alsó és felső térfelekből eredő sugárzásáramok szétválasztását közelítőleg megengedik a hosszú adatsorok teljes anyagában is.

A pestlőrinci mérések sikeréhez a kedvező időjárás nagymértékben hozzájárult: a gyűjtött anyag összesen 233, egyenként 25 perc 20 másodpercet átfogó mérősorozatot ölel fel. Ennek az anyagnak a felhőzet mennyisége szerinti eloszlásából az alábbi táblázat tájékoztató:

Felhőzet [okta]	0	1	2	3	4	5	6	7	8	össz.
Méréssorozat	48	67	21	14	12	16	18	7	5	233
%	21	29	9	6	5	7	7	11	5	100

A fényképpel dokumentált sugárzássűrűség-eloszlásminták száma ezen belül, korábbiak értelmében, $3(233 - 48) = 555$. A napmagasság a mérések során $2,5^\circ$ és $49,2^\circ$ között váltakozott.

Valkó P.

(Schweizerische Meteorologische Anstalt)

✱

A WMO ÉGHAJLATI BIZOTTSÁGÁNAK IX. ÜLÉSE

1985. december 2–13. között zajlott le Genfben a Meteorológiai Világszervezet Éghajlati Bizottságának (CCI) kilencedik ülés-szaka, amelyen Magyarország képviselőjében Barát József, az OMSZ elnöke és Ambrózy Pál, a KMI igazgatója vett részt.

Az ülészakot J. Rasmussen (USA), a Bizottság elnöke nyitotta meg. Rövid üdvözlő beszédet tartott G.O.P. Obasi, a WMO főtitkára. Utalt arra a növekvő érdeklődésre és elvárásra, ami a tudományos életben és a mindennapi életben is az éghajlati kérdések s ezen belül az éghajlatváltozások irányában megnyilvánul.

A továbbiakban ismertetjük az ülés legfontosabb megállapításait és határozatait.

I. Éghajlati adatprogram (WCDP)

Hálózati és megfigyelési követelmények. Az éghajlat rövid és hosszabb távú ingadozásainak, változásainak globális nyomonkövetésére megfelelő sűrűségű és színvonalú éghajlati állomások hálózatára van szükség. A megkívánt

sűrűség $250\,000\text{ km}^2$ -enként minimálisan egy állomás, ami a trópusi és szubtrópusi övezetben még sok helyen nem teljesül.

Éghajlati adatfeldolgozás, tárolás. Sürgető feladatként tűzte ki a Bizottság az automata állomások adataiból és a távérzékelésből származtatható éghajlati adatok meghatározásának módszerét. Fontos, hogy az így nyert adatok összevethetők legyenek a hagyományos éghajlati megfigyelési adatokkal.

Az éghajlati adatsorok nemzetközi katalógusát az INFOCLIMA Project kívánja megvalósítani. Az első katalógus a közelmúltban megjelent (WCP-101). A későbbiekben ez hivatalos WMO-publikációvá válik, két évenkénti felújítással.

Adatszere, adatszolgáltatás. Általános megelégedést váltott ki a Bizottság tagjaiban a CBS 1985. évi rendkívüli ülésnek döntése a CLIMAT-állomások számának lehetséges növeléséről és a csapadékatatok globális cseréjéről. Mindkét döntés hozzájárulást jelent az éghajlat rövid skálájú anomáliáinak nyomon követéséhez (éghajlat-monitoring).

Ugyancsak ezt a célt szolgálja a Bizottság azon ajánlása, amely éghajlati referencia-állomások globális hálózatának megvalósítását sürgeti.

A Bizottság – egyetértésben a WMO többi technikai bizottságával – változatlanul a díjmentes adatszerét szorgalmazza a tagországok között.

CLICOM. A Bizottság VIII. ülését követően merült fel a WCP Adatprogramja (WCDP) keretén belül egy olyan komplex éghajlati adatfeldolgozási rendszer kifejlesztésének gondolata, amely mini- vagy mikroszámítógépes hardware-t, felhasználó-orientált software-t (adatbevitel, ellenőrzés, statisztikai feldolgozás, tárolás, visszakeresés stb.) és kiképzést (oktatást) tartalmaz. Az USA-ban kifejlesztett ilyen komplex rendszer ára kb. 50 ezer dollár.

A WMO-nak az a terve, hogy az elkövetkezendő tíz év alatt a világ valamennyi szolgálata rendelkezék valamiféle CLICOM rendszerrel. A végrehajtáshoz a tehetősebb országok anyagi segítségnyújtását fogják kérni.

II. Éghajlati alkalmazási programok (WCAP)

Energia. A Bizottság a meteorológusok és az energetikai döntéshozók közötti személyes és sokoldalú kapcsolat kiépítését tartja legfontosabbnak. Útmutatókat, szakvéleményeket, segédleteket kell készíteni az éghajlati információk optimális felhasználására az egyes ágazatok energiafelhasználásának racionalizálása érdekében.

Város- és épületklimatológia, területtervezés. Széles körű véleménygyűjtés alapján a Bizottság arra a következtetésre jutott, hogy klimatológusokat nagyon ritkán vonnak be építészeti és várostervezésbe. Itt nemcsak az éghajlati erőforrások kihasználatlansága, hanem a

félreértelmezés miatt is nagy veszteségek keletkezhetnek. Éppen ezért nagy súlyt kell helyezni az építésekkel közösen tartandó szemináriumokra, aktívabb éghajlati propagandára.

Légszennyeződés. A rapportóri jelentés (Szepesti D. munkája) egyebek között két fontos kiadvány kéziratának elkészítéséről számol be: „Meteorológiai alkalmazások a légszennyeződési problémákban” és „Levegőtisztaság-szabályozó szimulációs modellek gyűjteménye”

A Bizottság fontosnak tartja a légszennyező anyagok nagy távolságú terjedésének vizsgálatát, a lokális szennyeződések klimatológiai vonatkozásainak feltárását, atomerőművek esetleges szennykibocsátásának meteorológiai tanulmányozását, stb.

Éghajlati térképek és atlaszok. Lassan és egyenlőtlenül halad előre a regionális éghajlati atlaszok szerkesztése és publikálása. Míg Európában már a második térképsorozat vár kiadásra, addig Afrikában – ahol nagyobb szükség lenne rá – még szinte semmi sem történt. El kell érni, hogy az atlaszok olcsóbbak legyenek, jussanak el az oktatási intézményekhez, tartalmazzanak táblázatos anyagot is, és ott jelenjenek meg elsősorban, ahol a legnagyobb az igény rá.

III. Az éghajlati világprogram egyéb elemei

Aszály és elsvatagosodás. Minthogy ma még az aszály szinte előrejelezhetetlen, ezért az éghajlati folyamatok nyomonkövetése nagyon fontos feladat az aszály időben történő felderítése szempontjából. Igen fontos, hogy mindazon országokban, amelyeket aszály sújthat, megfelelő intézkedési terv álljon rendelkezésre, amely magában foglalja az aszály mezőgazdasági, vízgazdálkodási, ipari stb. vonatkozásait és következményeit is.

Nemzeti éghajlati program. Az éghajlati világprogram célkitűzéseinek megvalósításában jelentős szerep hárul a nemzeti szolgálatokra. Épp ezért kívánatos, hogy minden országban fogalmazódjon meg saját éghajlati program.

A Bizottság a fentiekben kívül véleményezte a WMO második hosszú távú tervét, áttekintette a Technikai Szabályzat, az Éghajlati

Útmutató és más WMO-kiadványok helyzetét. Az ülészakon négy tudományos előadást is elhangzott. Szomorú eseménye volt *H. E. Landsbergnek*, a CCI egykori elnökének váratlan halála.

A Bizottság újabb négy évre megválasztotta elnökül *J. L. Rasmussen-t* és elnökhelyettesül *W. J. Maunder-t* (Új-Zéland). *Ambrózy P.*

✱

XII. IONOSZFÉRA ÉS MAGNETOSZFÉRA SZEMINÁRIUM

Az MTESZ Központi Asztronautikai Szakosztálya és az MTA Interkozmosz Tanács, a korábbi években közreműködő társintézmények küldötteinek részvételével, a XIII. *Ionoszféra és Magnetoszféra-fizikai Szemináriumot* 1985. október 15. és 18. között Noszvajon, a Heves megyei Oktatási Igazgatóság épületében rendezte meg. A szervezőbizottság a szeminárium témáját „A Föld és a bolygók magnetoszféja” cím alatt jelölte meg, amelyen belül előadások hangzottak el a magnetoszférában és az ionoszférában lejátszódó folyamatokról, az egyenlítői kóráramról, az ionoszféramagnetoszféra csatolásról, az űrkutatás újabb eszközeiről, valamint e tárgykörhöz tartozó egyéb kutatásokról.

A szemináriumon az Országos Meteorológiai Szolgálat részéről 5 fő vett részt, akik közül *Borbély Edit* az interplanetáris mágneses tér és a Föld légkörének örvényessége közötti kapcsolatról, *György István* a norvégiai tanulmányútról, *Saikó János* a felső ionoszféra naptevékenységgel kapcsolatos változásairól és *Kovács Sándor* az extraterresztrikus hatások és az időjárás-előrejelzés bevétele között lehetséges kapcsolatok problémaköréről tartott előadást. A beszámolókat élénk viták és hozzászólások követték, bizonyítva a Nap–Föld kapcsolatok kutatásának fontosságát és egyben bonyolultságát is. Az előadások teljes terjedelmükben az Asztronautikai Közleményekben jelennek meg.

A szeminárium körülmekintően kiválasztott helye és ideje, valamint a kitűnő szervezés, nagymértékben hozzájárult a tudományos program sikeres lebonyolításához. *Saikó J.*

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolók, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemleciók lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége 1525 Budapest, Pf. 38.**

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektoráltatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielégítenie:

Címresz: Tartalmazza a tanulmány címét, a szerző(k) nevét, munkahelyét és ez utóbbi pontos címét.

Összefoglalás: Külön oldalakon, magyar és angol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket frünk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Ábrák: A kézirat első példányához az ábrákat pausz- vagy mm-papíron, a másodikhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

Táblázatok: A táblázatokat római számozással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellékelni.

Matematikai formulák és jelölések: A nem latin betűket és kézzel írott jeleket a margón ceruzával írt magyarázattal kell ellátni.

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszteletdíjat és térítésmentesen 30 db különlenyomatot kapnak. Több különlenyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

The purpose of IDŐJÁRÁS is to publish papers in the field of theoretical and applied meteorology. These may be reports on new results of scientific investigations or critical review articles summarizing current problems in certain subject. Authors may be of any nationality but papers are published only in Hungarian or English. Two copies of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the Editorial Office of Időjárás. Address: **Budapest, P. O. B. 38, H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

Title: Should contain the title of the paper, the name(s) of the author(s) with indication of the name and address of employment.

Abstract: Should contain the aim, method and conclusions of the scientific investigation on a separate page.

References: The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or of the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó: et al.* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters, *a*, *b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 57, 65–70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Figures: Should be prepared entirely in black India ink upon transparent paper and be attached to the first copy of the manuscript; a copy of the original figures should be attached to the second manuscript copy. The legends of figures should be given on a separate sheet. Photographs of good quality may be provided in black and white.

Tables: Should be marked by Roman numbers and provided on separate sheets together with relevant captions.

Mathematical formulas and symbols: Non-Latin letters and hand-written marks should be explained by making marginal notes in pencil.

Authors are receiving 30 reprints free of charge. Additional reprints may be ordered at the authors expense when submitting the manuscript.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285, Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223.

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató



85.2718 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329