

# IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA  
94. ÉVF. \* 4. SZÁM \* 1990. JÚLIUS—AUGUSZTUS

## TARTALOM

<i>Konstantinov, P. G.—Parshutkina, I. P.—Plaude, N. O.—Sosnikova, E. V.—Vychuzhanina, M. V.—Molotkova, I. A.—Stepanov, G. V.: Bulgáriában és Magyarországon jégesőelhárítási kísérletekben használt pirotechnikai anyag hatékonyságának vizsgálata (angol nyelven) . . . . .</i>	185
<i>Kumar, K.—Rai, J.—Singh, V.—Nivas, S.: Villámok alacsony rezgésszámú sugárzásának tanulmányozása két véges vezető rétegből álló Föld esetén (angol nyelven) . . .</i>	195
<i>Faragó Tibor—Bézsényi Ákos—Dobosi Erzsébet: A Palmer-féle felszíni vízmérleg modell és aszályindex . . . . .</i>	205
<i>Hunkár Márta: Kukoricaállomány mikroklímájának szimulációja . . . . .</i>	221
<i>Stollár András—Tiringner Csaba—Csapó Piroska—Szabó Tibor: A talajnedvesség területi eloszlásának meghatározása . . . . .</i>	230
<i>Pásztor Krisztina—Szabó Tibor: A növényállomány felszínhőmérsékletének kapcsolata a meteorológiai tényezőkkel . . . . .</i>	236
<i>Irodalom . . . . .</i>	244
<i>Krónika . . . . .</i>	245

## CONTENTS

<i>Konstantinov, P. G.—Parshutkina, I. P.—Plaude, N. O.—Sosnikova, E. V.—Vychuzhanina, M. V.—Molotkova, I. A.—Stepanov, G. V.: Testing of a pyrotechnic used as ice nucleant in hail suppression operations in Bulgaria and Hungary (in English) . . . . .</i>	185
<i>Kumar, K.—Rai, J.—Singh, V.—Nivas, S.: Study of very low frequency (VLF) radiation from lightning above a finitely conducting two layered Earth (in English) . . . . .</i>	195
<i>Faragó, T.—Bézsényi, Á.—Dobosi, E.: The Palmer's surface water balance model and drought index . . . . .</i>	205
<i>Hunkár, M.: Simulation experiment on crop microclimate of maize . . . . .</i>	221
<i>Stollár, A.—Tiringner, Cs.—Csapó, P.—Szabó, T.: Determination of the spatial distribution of soil moisture . . . . .</i>	230
<i>Pásztor, K.—Szabó, T.: Relations between the surface temperature and some meteorological elements . . . . .</i>	236
<i>Literature . . . . .</i>	244
<i>Chronicle . . . . .</i>	245

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 94. \* NO 4 \* JUL—AUG 1990 \* BUDAPEST

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata  
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő — Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légtérfizikai Intézet

1675 Budapest, Pf. 39.

Telefon: 158-5711

## SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG — EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)

ANTAL E. (Budapest)

BENGTSSON, L. (Reading)

BÖHME, W. (Potsdam)

BUDYKO, M. I. (Leningrad)

CZELNAI R. (Geneva)

FARAGÓ T. (Budapest)

FISHER B. (Leatherhead)

GEORGII, H.-W. (Frankfurt a. M.)

GÖTZ G. (Budapest)

HAMAN, K. (Warsawa)

HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)

KAPOVITS A. (Budapest)

KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)

MAJOR GY. (Budapest)

MESINGER, F. (Beograd)

MILOSHEV, G. (Sofia)

PRÁGER T. (Budapest)

PRUPPACHER, H. R. (Mainz)

RÁKÓCZI F. (Budapest)

RENOUX, A. (Paris-Créteil)

SAMAJ, F. (Bratislava)

SPÄNKUCH, D. (Potsdam)

STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)

SZEPESI D. (Budapest)

TAYLOR, F. W. (Oxford)

TÁNCZER T. (Budapest)

VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)

VITEK, V. (Praha)

WHELPLEDALE, D. M. (Downsview, Ont.)

WIRTH E. (Budapest)

ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Műszaki szerkesztő — Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi  
Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.  
Megjelenik kéthavonként.

---

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. 94. évf. 4. szám. 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 4. Jul—Aug, 1990. Budapest*

## Testing of a pyrotechnic used as ice nucleant in hail suppression operations in Bulgaria and Hungary

P. G. KONSTANTINOV

*Weather Modification Laboratory  
Hydrometeorological Service, Sofia, Bulgaria*

I. P. PARSHUTKINA, N. O. PLAUDE, E. V. SOSNIKOVA,  
M. V. VYCHUZHANINA

*Central Aerological Observatory  
Dolgoprudny, Moscow Region, USSR*

I. A. MOLOTKOVA

*Main Geophysical Observatory, Leningrad, USSR*

and

G. V. STEPANOV

*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, USSR*

Properties of a pyrotechnic used in hail suppression operations in Bulgaria and Hungary were tested at the Weather Modification Laboratory (Sofia), Central Aerological Observatory, High-Mountain Geophysical Institute and Main Geophysical Observatory (USSR). The efficiency of this pyrotechnic was measured using cloud chambers, ice nucleus counters and a technique of filters. The pyrotechnic aerosol particles were tested, in particular, as contact-freezing and immersion-freezing nuclei. Measurements have shown that the pyrotechnic tested exhibits an efficiency as high as that demonstrated by the best pyrotechnics containing silver iodide. The pyrotechnic aerosol particles are most efficient when acting through the nucleation modes which do not imply a prolonged contact of the particles with bulk water.

\*

*Bulgáriában és Magyarországon jégesőelhárítási kísérletekben használt pirotechnikai anyag hatékonyságának vizsgálata. A Bulgáriában és Magyarországon jégesőelhárítási kísérletekben használt pirotechnikai keverék tulajdonságait a szófiai Időjárás-módszertani Laboratóriumban, illetve a szovjet Központi Aerológiai Obszervatóriumban, a Magashegyi Geofizikai Obszervatóriumban és a Központi Geofizikai Obszervatóriumban tanulmányozták. Az anyag jégképző hatékonyságát felhőkamrákban, jégmag-számlálóknál, valamint a szűrős technika alkalmazásával állapították meg. Külön vizsgálták a keletkező aeroszol részecskék kontakt, illetve immerziós fagyásban játszott szerepét. Megállapították, hogy a vizsgált pirotechnikai anyag hatékonysága összevethető az ezüst-jodidot tartalmazó pirotechnikai keverékek hatékonyságával. Az is kiderült, hogy az aeroszol részecskék aktívabbak abban az esetben, ha nukleációs módon hatnak.*

Pyrotechnic mixtures are regarded as effective ice nucleants for seeding hail-bearing clouds. The present work deals with the efforts which have been undertaken to test a pyrotechnic composition containing 60 per cent of lead

iodide that is used by Anti-Hail Services in Bulgaria and Hungary. The objective was to get a more complete information concerning the efficiency of this pyrotechnic for various conditions of particle activation. In parallel, it was intended to compare the results obtained by different researchers who are using similar experimental facilities.

### 1. Testing of the pyrotechnic efficiency in laboratory cloud chambers

Measurement of the output of active particles, i. e. the number of effective nuclei produced per gram of pyrotechnic, were made at the Central Aerological Observatory, CAO, and the Main Geophysical Observatory, MGO, using laboratory cloud chambers, 250 and 300 liters in volume, respectively, and employing a procedure commonly adopted for testing ice nucleants. Samples of

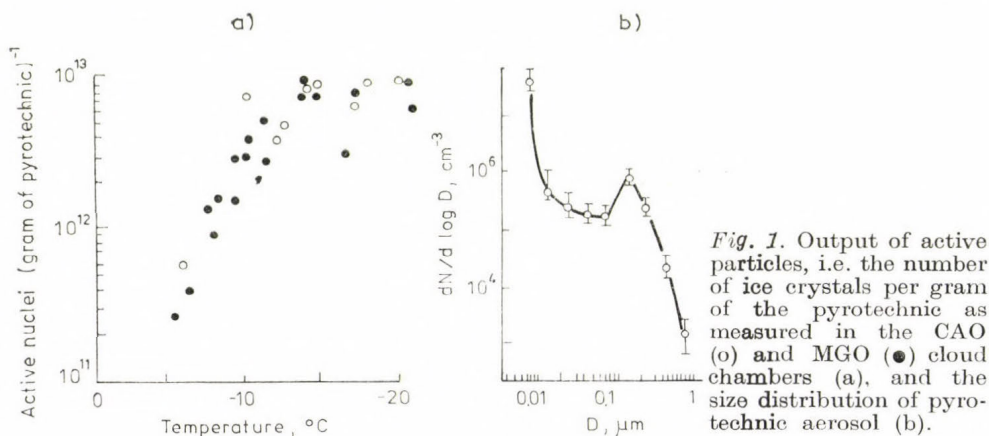


Fig. 1. Output of active particles, i.e. the number of ice crystals per gram of the pyrotechnic as measured in the CAO (o) and MGO (●) cloud chambers (a), and the size distribution of pyrotechnic aerosol (b).

this pyrotechnic in the form of pastilles of 150—200 mg were burned in aerosol chambers, the volume of these aerosol chambers at the Central Aerological Observatory and the Main Geophysical Observatory being 0.8 and 1.0 m<sup>3</sup>, respectively. The samples of the aerosol obtained were injected into the cold chamber which had been filled with supercooled fog prior to the experiment. The sample size was varied between 20 and 150 cm<sup>3</sup> depending on the cloud chamber temperature in order to maintain the concentration of appearing ice crystals below 100 cm<sup>-3</sup>, thus to ensure conditions required for the growth of all crystals up to precipitation sizes. The crystals produced were counted either by the replica technique (CAO) or by catching the crystals on a glass slide inside special thermostats (MGO) (*Bashkirova et al.*, 1972). At the Central Aerological Observatory, in parallel to the measurements of the yield of active nuclei, the concentration and the size distribution of particles were determined using a TSI electrical analyzer, Model 3030.

The results of measurements are summarized in *Fig. 1* which shows a temperature dependence of the output of active particles (see *Fig-1a*) and the size distribution of particles (*Fig. 1b*).

As can be seen from Figure 1, the activity tests conducted in similar cloud chambers at the Central Aerological Observatory and the Main Geophysical Observatory have shown fairly identical results. The output of particles effective at  $T = -10^{\circ}\text{C}$  is about  $4 \cdot 10^{12}$  as calculated per gram of pyrotechnic.

The size distribution of particles produced by burning a lead iodide containing pyrotechnic has a bimodal shape. The first maximum lies in the range of fairly small particles having  $d \approx 0.0075 \mu\text{m}$ , while the second one is near to  $d = 0.1 \mu\text{m}$ .

## 2. Activity of pyrotechnic aerosol as tested with ice nucleus counters

A series of measurements of the pyrotechnic efficiency was conducted at the Central Aerological Observatory by using simultaneously a cloud chamber and atmospheric ice nucleus counters, namely, a mixing chamber, SALJA (Konstantinov *et al.*, 1982), and a continuous flow counter, Mee Ind. Inc., Model 140 (Langer and Gervey, 1980).

A schematic diagram of the experimental set-up is given in Fig. 2.

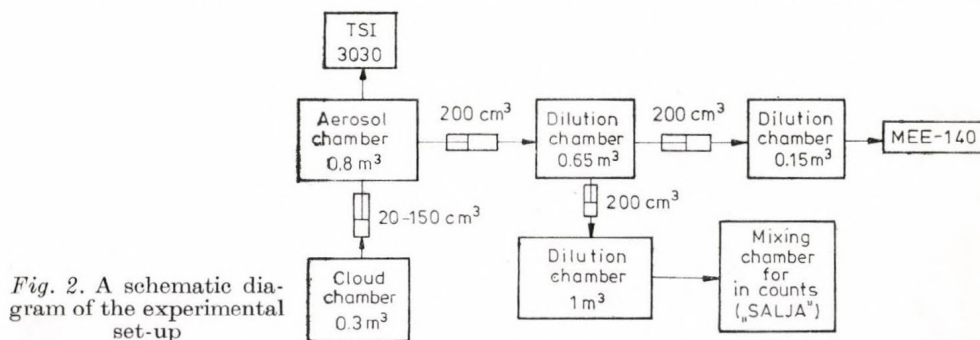


Fig. 2. A schematic diagram of the experimental set-up

In order to ensure ice nucleus concentrations required to perform measurements in the mixing chamber and the Mee-140 counter, the pyrotechnic aerosol produced in the aerosol chamber was successively twice diluted in a 0.65 m³ chamber and in the 0.15 m³ aerosol vessel for the Mee-140 counter, and in the two dilution chambers of a volume of 0.65 and 1 m³ for the SALJA mixing chamber. Before the experiments were run, all the aerosol chambers had been flushed with clean air.

To make measurements with the SALJA mixing chamber, the technique used was to fill a 1 m³ dilution chamber, once cleaned, with the atmospheric air and to determine the background number of ice nuclei. After this a sample of the aerosol tested was injected into the chamber and repeated measurement of the ice nucleus concentration was made. The concentration of artificial ice nuclei was determined by subtracting the background count of nuclei from the overall result.

Simultaneously with the measurements performed in the SALJA chamber and the Mee-140 counter, standard counts of the yield of active particles were made in the laboratory cloud chamber. The test results in terms of the yield of active particles are shown in Fig. 3.

In agreement with evidence obtained earlier, tests have shown that the outputs detected with the SALJA chamber and the Mee-140 counter are lower compared to the yields provided by the laboratory cloud chamber, which may be accounted for lowering of moisture content in the working volumes of these two devices, short residence time of the aerosol particles in the cloud within the Mee-140 counter and also for losses of the aerosol tested when it

was passing through the humidifier inside the SALJA chamber. At a temperature of  $-20^{\circ}\text{C}$ , these values are lower by factors of roughly 8 or 9 for the SALJA chamber and by 20 for the Mee—140 counter. In the latter device this lowering becomes more pronounced with a rise in temperature from  $-20$  up to  $-17^{\circ}\text{C}$ .

### 3. Tests of the activity of various particle fractions

Using a laboratory cloud chamber and the SALJA mixing chamber, a series of runs was made to study the activity distribution in the size spectrum of pyrotechnic aerosol particles. In order to discriminate the fractions with varying proportions of small nuclei in the aerosol tested, diffusion screen batteries were used.

Once produced and mixed in the  $0.8\text{ m}^3$  aerosol chamber, the original aerosol was drawn from the chamber to the electrical particle analyzer, TSI-3030,

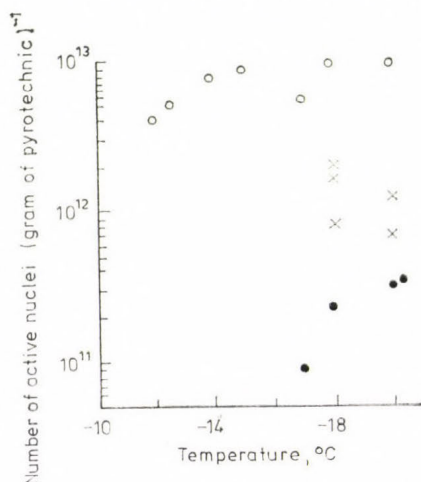


Fig. 3. Effectiveness of the pyrotechnic measured in: — CAO cloud chamber (°), — SALJA mixing chamber (×) and — Mee—140 counter (●)

through successively installed diffusion batteries and to an additional vessel of the volume of  $130\text{ cm}^3$ . After measuring the aerosol size distribution in a steady-state flow past the diffusion batteries, using this vessel that served as a sampler, the aerosol was injected either into the laboratory cloud chamber, or being diluted into the SALJA mixing chamber. Separate measurements of the total concentration of particles and the number of active nuclei made it possible to determine the active fraction, i.e.  $N_{\text{act}}/N_{\text{total}}$ .

Four aerosols varying by their content of small particles were tested. The results are shown in Fig. 4 in terms of the fraction of active nuclei in the total number of particles that had been introduced into the measuring devices. In Fig. 4b are plotted the curves of particle size distributions which were averaged for each curve shown in Fig. 4a. Experimental data points referring to the same aerosol are denoted in Fig. 4a and 4b by identical symbols.

The results that have been obtained using a cloud chamber imply that a relative proportion of active particles in the aerosol tested increases as the small nuclei are removed. Particles of a diameter less than  $0.2\text{ }\mu\text{m}$  being excluded, all the remaining particles proved to be active at a temperature below  $-10^{\circ}\text{C}$ .

Measurements made with the SALJA mixing chamber have shown a similar effect, i.e. an increased number of active particles in the fraction of large

nuclei. However, the number of active nuclei as determined with this device remains much smaller than the total number of aerosol particles even in fractions comprising the largest nuclei. After exclusion from the spectrum those particles whose diameter is less than  $0.1 \mu\text{m}$ , the proportion of active nuclei remains constant, being equal to 0.4. Some of the large ice nuclei are, apparently, lost through settling within a spiral-shaped humidifier (*Konstantinov et al.*, 1982).

#### 4. Testing of the pyrotechnic aerosol particles as contact-freezing and immersion-freezing nuclei

4.1 The effectiveness of the pyrotechnic aerosol in the process of water drop freezing has been tested at the Hydrometeorological Service, Bulgaria, and at the Main Geophysical Observatory, USSR. The freezing of millimeter-sized

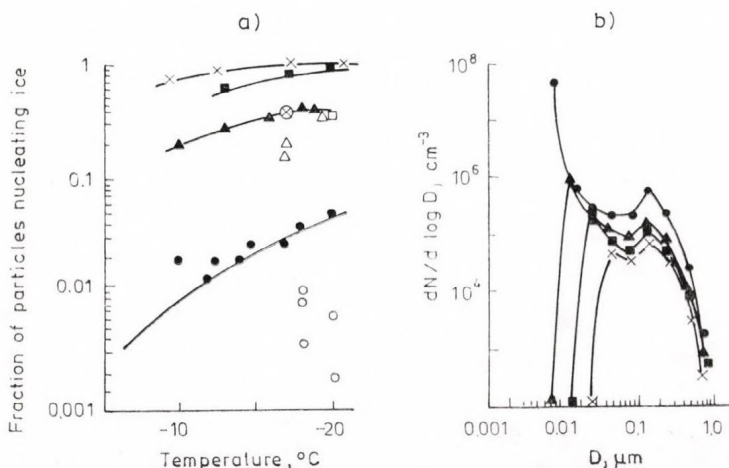


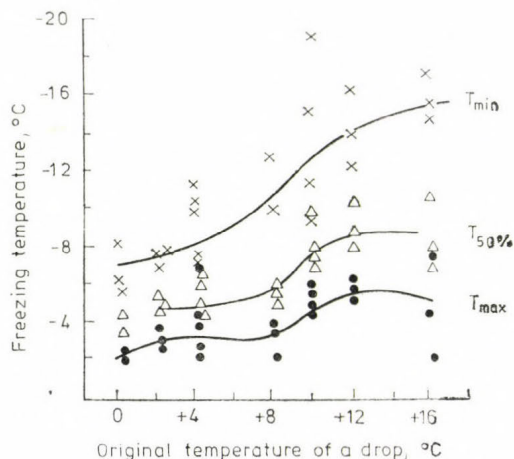
Fig. 4. Fractional activity (a) of aerosols having various size distributions (b) as measured in the cloud chamber (solid symbols) and in the SALJA mixing chamber (open symbols).

water droplets containing aerosol particles deposited onto their surface has been studied at the Bulgarian Hydrometeorological Service. A total of 50 droplets, each being of  $0.2 \text{ cm}$ , were placed over a net of glass fibres inside the freezing chamber and then cooled at a rate of 1 to 2 degrees/min. During their freezing, the drops were viewed under polarized light and recorded using a camera. The temperature was measured to  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  with a thermocouple.

An aerosol sample was prepared by burning  $0.1 \text{ g}$  of the pyrotechnic inside an aerosol box,  $1 \text{ m}^3$  in volume. The aerosol obtained was allowed to settle onto an exposed glass slide for a period of 24 hours. The deposit was collected by drawing singly the top of a glass fibre across the slide surface. After this the aerosol particles were brought into contact with supercooled water drops by touching their surface with the fibre top (*Gennadiev et al.*, 1976), the deposit being placed over each drop by a separate fibre. The area of a glass slide from which the deposit was sampled, was of the same length for all the drops.

The particles were deposited onto the drops at temperatures varying from 0 up to  $+16 \text{ }^\circ\text{C}$ . At each given temperature, a total of 3 to 6 series of runs with

varying drop populations were made.  $T_{\max}$ , a temperature at which the first drop froze, was registered as well as the temperature of freezing of one half of the drop population,  $T_{50\%}$ , and the freezing temperature of all the droplets,  $T_{\min}$ . The results obtained (see *Fig. 5*) have shown that the freezing behavior exhibited by the pyrotechnic aerosol is not substantially altered when the initial temperature of drops varies in the interval from 0 to 8 °C during their contamination, and the deactivation of the particles becomes more pronounced at higher temperatures.



*Fig. 5* Drop freezing temperature vs temperature of a drop when contaminated by the pyrotechnic deposit

4.2 Freezing of individual water drops with a varying number of aerosol particles settled onto their surface and freezing of the drops of water suspension of the pyrotechnic aerosol has been studied at the Main Geophysical Observatory.

A mass of 2–13 mg of the pyrotechnic compound was burned in a 0.5 liter glass vessel. After this, a drop of distilled water of 1 mm diameter was placed into the vessel as being suspended at a needle with a hair. The drop was left in the aerosol for a time period of 2 to 52 min. Then it was transferred with a needle to a 6 liter cold box which was maintained at a temperature of 2–3 °C and cooled until the onset of freezing. The experimental results are presented in *Table 1*. In the last column are listed the calculated numbers of

TABLE 1  
*Freezing temperature of water drops having aerosol particles deposited on their surface*

Time of exposure in min	Mass of a pyrotechnic sample, in mg	Mean temperature of drop freezing, °C	Estimated number of nuclei on the drop surface
52	13	— 2.5	$8 \times 10^6$
6–8	12–13	— 3.0	$2 \times 10^5$
2	3–4	— 6.3	$3 \times 10^4$
2	2	— 7.3	$2 \times 10^4$

active particles onto the drop surface as determined using the Fuchs formula derived for diffusional deposition of particles onto a sphere (Fuchs, 1955), a mean cubic radius of active particles ( $r_{\text{cub}} = 1.6 \cdot 10^{-5}$  cm) and the particle concentration being calculated from a maximum value found for the output of active nuclei ( $N_{\text{max}} = 10^{13}$  g $^{-1}$ ) during the measurements made in the cloud chamber at a temperature of  $-20$  °C.

TABLE 2  
Freezing temperature of water suspension drops

PbI <sub>2</sub> concentration in % by weight	Mean temperature of drop freezing, °C	Estimated number of nuclei per a 1 mm drop
0.005	— 12.9	$5 \times 10^5$
0.01	— 11.4	$10^6$
0.012	— 8.5	$1.2 \times 10^6$
Distilled water	— 16.4	—

Table 2 gives the values of freezing temperature for drops in a suspension at various degrees of dilution. The suspensions were prepared by filling a bottle containing the aerosol with 20—50 ml of distilled water and by shaking it vigorously. In the last column of this Table are given the computed numbers of aerosol particles in a droplet by assuming all the drops be immersed in water. As in the first case (Table 1) the concentration of aerosol in the bottle was calculated from the mass of the pyrotechnic burned and the value of  $N_{\text{max}}$  measured in the cloud chamber. From a comparison of the data presented in Tables 1 and 2, a conclusion may be drawn that the number of particles being equal, a suspension droplet freezes at a lower temperature when compared to a droplet having particles onto its surface. A comparison of the data obtained with the temperatures at which the droplets of pure solutions containing PbI<sub>2</sub> froze (Gromova and Glik, 1963) has shown that the suspension of the pyrotechnic aerosol behaves as a solution of pure lead iodide during the droplet freezing, pyrotechnic components being not likely to affect appreciably the temperature of drop freezing.

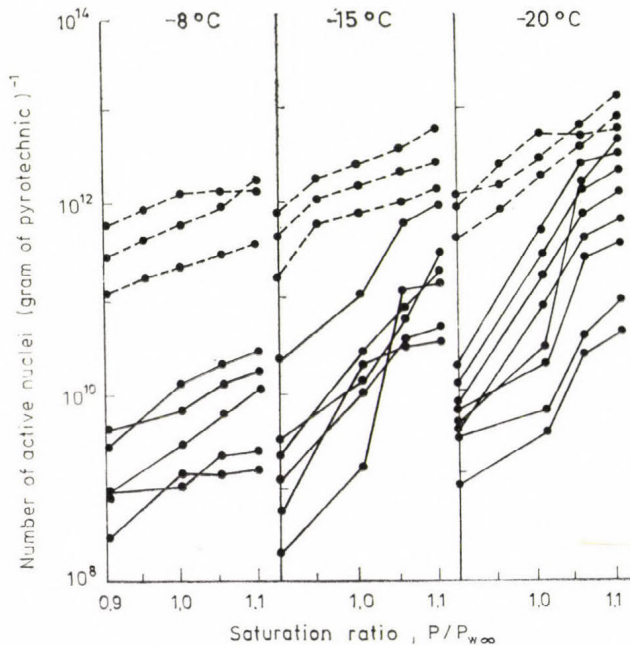
#### 5. Testing of pyrotechnic particles by the method of filters

Tests of the pyrotechnic composition by a filter method were conducted at the High-Mountain Institute using a thermal diffusion chamber, „Hail—3” (Berezinski *et al.*, 1980). A sample of pyrotechnic compound, 50 down to 1 mg by weight, was burned inside the box, 1 m<sup>3</sup> in volume. After mixing, a fixed small volume of aerosol was taken by a glass syringe from the box and injected into a 0.04 m<sup>3</sup> dilution chamber which had been cleaned prior to the runs. An aerosol sample was taken from the dilution chamber, using a Synpore filter and then processed in the thermal diffusion chamber.

In contrast to the chambers used by other investigators, a fine hydrophobic screen was utilized in this experimental set-up („Hail—3”), being located just above the filter and allowing to open a certain portion of the filter once the required temperature and humidity are attained. This permitted to reduce the volume effect.

The filters were processed at temperatures of  $-8$ ,  $-15$  and  $-20$  °C. At each temperature, the humidity of 90, 95, 100, 105 and 110% was successively maintained above the filter. The filter was developed by portions, so after measuring the number of nuclei becoming active at various humidities at a given temperature, the procedure was repeated for another portion of the filter but at a different temperature.

The mass of a pyrotechnic sample burned varied from 1 to 50 mg. The results of the measurements of the output of active particles for two samples differing by weight, a maximum and a minimum one, are shown in *Fig. 6*. When the weight of a sample exceeded 50 mg (up to 200 mg), the number of



*Fig. 6.* Number of active particles as a function of supersaturation. Solid lines refer to a sample of 50 mg, dashed lines represent data points obtained a sample of 1 mg, each curve corresponding to a single run

ice crystals per unit area of the filter did not increase, remaining at the same value of 80—100 crystals per  $1 \text{ mm}^2$ , which is indicative of the fact that a sample of 50 mg was nearly a maximum one, leading to „saturation” of the filter by crystals, thus prohibiting the appearance of newly formed nuclei because of moisture deficit.

As can be seen from *Fig. 6*, the maximum yields of active particles as measured by the method of filters at a 100% humidity approach the values measured with the cloud chambers but remain lower by a factor of 3 or 5. The output measured decreases with increasing weight of a sample, which is indicative of the abundance of ice-forming nuclei on the filter in the experiments performed. The same is suggested by a steeper slope of the curves, when a sample of greater weight was used: under conditions of moisture deficit, a rise in humidity affects to a large extent the activation of nuclei.

## Conclusions

Some general conclusions may be drawn from the above studies:

1. The nucleating efficiency of the pyrotechnic used in antihail rockets is high enough. The yield of active particles from this compound as measured using a commonly adopted laboratory procedure when the experiments are run in the cloud chambers is of  $(3-7) \times 10^{12}$  per gram of pyrotechnic, i.e. this pyrotechnic exhibits an activity as high as that of the most efficient pyrotechnic mixtures containing silver iodide (*Federer and Schneider, 1981; Plaude and Sosnikova, 1988*). *Table 3* gives the effectiveness of the most active pyrotechnics containing silver iodide as compared to the pyrotechnic studied.

TABLE 3

*Output of ice-forming nuclei produced by burning various pyrotechnics as measured at a temperature of  $-10^{\circ}\text{C}$   
(number of nuclei per gram of pyrotechnic)*

Pyro- technic with 60% $\text{PbI}_2$	Silverspare (2% AgI)			NEI-TB1 (65% AgI)	
	Plaude and Sosnikova, 1988	Federer and Schneider, 1981		Federer and Schneider, 1981	
		CAO chamber	ETH chamber	ETH chamber	CSU chamber
$3 \times 10^{12}$	$4 \times 10^{12}$	$2 \times 10^{12}$	$4 \times 10^{11}$	$6.5 \times 10^{10}$	$2.9 \times 10^{12}$

2. Activity measurements that were made using the SALJA chamber, a Mee-140 continuous flow counter and a thermal diffusion chamber („Hail-3”) have provided lower values as compared to measurements with laboratory cloud chambers. This result may be explained by insufficient humidification during the onset of freezing and the growth of ice crystals: lower liquid water content of the supercooled fog inside the SALJA chamber and the Mee-140 counter, shorter life time of the fog, i.e. shorter residence time for particles in the cloudy medium inside the Mee-140 counter. An additional source contributing to lowering of the values for the SALJA chamber is the setting of aerosol particles in the humidifier.

Measurements of the output of active particles that were made using cloud chambers of the same type have provided fairly close results. Discrepancies noted for the activity curves derived from measurements with two different devices do not exceed dispersion usually observed when running a single chamber.

3. Small sizes of particles activated inside the cloud chambers ( $d \geq 0.02 \mu\text{m}$  at  $-10^{\circ}\text{C}$ ) incite to suppose that active nuclei produced from pyrotechnic contain hygroscopic components which promote the condensation of liquid water onto their surface. The fact that the activity of the pyrotechnic aerosol is practically independent of the humidity, as revealed by the method of filters, when a small sample of pyrotechnic was used, is also indicative that this suggestion is likely to be true.

4. Particles generated from the pyrotechnic exhibit the highest activity through mechanisms which are not associated with direct interaction with

bulk water, namely, inside the cloud chambers. At temperatures between  $-5$  and  $-13$  °C, the fraction of injected aerosol particles which become active in the cloud chamber, is in the range from  $5 \cdot 10^{-3}$  to  $2 \cdot 10^{-2}$ . When the particles are interacting with water as in the case of surface (contact) or bulk freezing, the fraction of activated particles for the same temperatures is from  $10^{-6}$  to  $2 \cdot 10^{-5}$ , see Tables 1 and 2. Of the two modes mentioned above, the contact freezing is the most effective one. The number of particles being equal when calculated per one droplet, the temperature at which a drop of suspension freezes proves to be lower by about  $\sim 10$  °C.

5. Experiments on the freezing of drops polluted with aerosol particles at different temperatures allow to conclude that the activity of particles produced from the pyrotechnic studied has nearly the same value when the particles are settled on the drops at relatively low temperatures. However, the activity decreases with increasing a temperature of contamination above  $-8$  °C.

#### REFERENCES

- Bashkirova, G. M., Molotkova, I. A. and Pershina, T. A., 1972: Change in ice-nucleating activity of GuS during storage (in Russian). *Trudy MGO* 278, 67—77.
- Berezinski, N. A., Karpov, V. G. Miagonki, G. B., Smirnov, S. D., Stepanov, G. B. and Khorquani, V. G., 1980: Apparatus, technique and results of ice nuclei measurements (in Russian). *Meteor. Gidrol.* No. 8, 23—29.
- Federer, B. and Schneider, A., 1981: Properties of pyrotechnic nucleants used in Grossversuch IV. *J. Appl. Meteor.* 20, 997—1005.
- Fuchs, N. A., 1955: *The Mechanics of Aerosols* (in Russian). Acad. of Sciences of the USSR, Moscow.
- Gennadiyev, N., Konstantinov, P. and Todorova, S., 1976: Ice formation on particles produced by burning a pyrotechnic mixture (in Bulgarian). *Hydrol. Meteor.* 1, 61—67.
- Gromova, T. N. and Glinki, N. V., 1963: Some features intrinsic to crystallization of supercooled drops of water solutions. *Trudy CAO* 51, 20—28.
- Konstantinov, P., Vychuzhanina, M. V., Grachev, V. A., Miroshnichenko, V. I. and Parshutkina, I. P., 1982: Surface measurements of ice nucleus concentrations in the area of antihail operations in Bulgaria (in Russian). *Hydrol. Meteor.* 3, 63—67.
- Langer, G. and Garvey, D. C., 1980: Inter-comparison of Mee and NCAR ice nucleus counters and CSU isothermal chamber. *J. Wea. Mod.* 12, 24—33.
- Plauze, N. O. and Sosnikova, E. V., 1988: The ice-nucleating activity of aerosol particles generated from currently used pyrotechnics containing silver iodide (in Russian). *Trudy CAO* 171, 19—24.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 94. évf. 4. szám, 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 4. Jul—Aug 1990, Budapest*

## Study of very low frequency (VLF) radiation from lightning above a finitely conducting two layered Earth

KESHAV KUMAR, J. RAI, VIR SINGH,

*Department of Physics, University of Roorkee,  
Roorkee—247667 (India)*

SRI NIWAS

*Department of Earth Science, University of Roorkee,  
Roorkee—247667 (India)*

Theoretical studies have been carried out referring to the frequency spectrum of horizontally and vertically polarized components of the electric field due to an arbitrarily oriented lightning discharge above a finitely conducting layered earth. In the present study, the earth has been assumed to consist of two layers; the upper one having a constant thickness and the lower being a half space. Expression have been obtained separately for the horizontally and vertically polarized components. The maximum amplitudes of the vertical components of the electric fields due to return strokes and K-changes occur in the frequency range 7 to 8 kHz and 8 to 9 kHz, respectively, and in case of the horizontal components they occur in the frequency range 5 to 9 kHz and 7 to 10 kHz, respectively. The spectra of both the components are oscillatory in nature. From the ratio of the horizontal to the vertical component one can compute the ground conductivity.

\*

*Villámok alacsony rezgésszámú sugárzásának tanulmányozása két véges vezető rétegből álló Föld esetén. A szerzők elméleti vizsgálatokat végeztek tetszőlegesen irányított villámkisülések vízszintesen és függőlegesen polarizált rezgésszámú eloszlásának meghatározása céljából. Feltételezték, hogy a Föld két véges vezető rétegből áll. A felső réteg vastagsága állandó, míg az alsó réteg fél térszögű. A rádiósugárzás vízszintesen és függőlegesen polarizált összetevőire külön egyenleteket vezettek le. A kapott eredmények szerint a fővillám, illetve a K-változások villamos mezeje függőleges összetevőinek maximális amplitúdója rendre 7–8 kHz, illetve 8–9 kHz között található. Vízszintes összetevők esetén a megfelelő értékek 5–9 kHz-zel, illetve 7–10 kHz-zel egyenlők. Az összetevők eloszlása nem sima lefutású. A vízszintes és függőleges összetevők aránya lehetővé teszi a talaj vezetőképességének kiszámítását.*

### 1. Introduction

The electromagnetic energy radiated in the form of radio waves into the atmosphere by lightning discharges is called atmospheric. The radiation field spectra near the return stroke usually attain a peak between 5 and 20 kHz and have a relatively broad bandwidth. Spectra indicate partly the characteristics of the source, but may be changed markedly during the propagation from the

source to the receiver in the earth ionosphere waveguide. Although, the earlier studies have given good results but these are still incomplete in the sense that the horizontal component of atmospherics have not been studied in detail due to difficulties concerning the recording of this component. In recent years, with the improved techniques, it has become possible to record the horizontal component of atmospherics (Divya et al., 1987; Kumar et al., 1988). Divya and Rai (1985) showed that due to the finite ground conductivity the electric field of an atmospheric pulse might have both a horizontally and a vertically polarized component and their ratio can be used for the determination of the ground conductivity. They assumed that the earth is homogeneous and has a finite conductivity. Now it is well known that the earth consists of different layers of varying conductivity and can not be supposed that it is homogeneous.

The purpose of the present paper is to study theoretically the frequency spectrum of the horizontally and vertically polarized components of atmospherics considering the earth as consisting of two layers; the upper layer has a constant thickness and the lower one is a halfspace.

## 2. Theory

The lightning channel is assumed to be a straight line making an arbitrary angle with the vertical. It is assumed that the earth consists of two layers. The upper layer is of finite thickness and the lower layer is assumed to have an infinite thickness, the half space. The horizontally and vertically polarized electric field components of a lightning discharge at the multilayered earth surface can be obtained at a given point of altitude  $h$  ( $= 1$  m) by taking the sum of the fields due to the source and to the waves reflected from the upper layer (henceforth referred as layer) and the half space.

Further, we have assumed a spherical polar coordinate system where the lightning channel is placed in the origin. It makes an angle  $\Theta$  with the vertical  $Z$ -axis above a finitely conducting multilayered earth at an altitude of  $H$  ( $= 5$  km) (Fig. 1.) It has been considered that the radius of the channel is very small as compared to the radiation's wavelength. The source is situated at a distant  $r$  from observation point  $R$ . The vector potential at the point of observation due to the lightning channel can be written as:

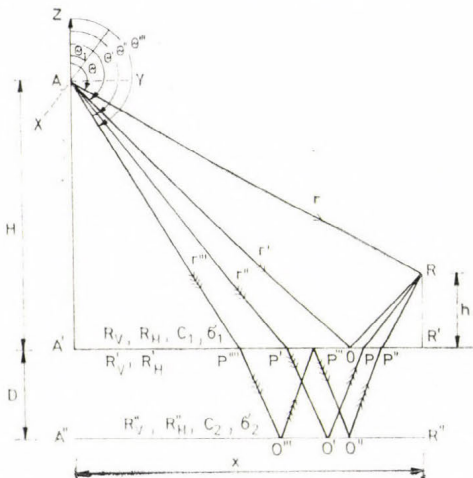


Fig. 1. The geometry of an arbitrarily oriented lightning channel above finitely conducting layered earth.

$$\vec{A} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int \frac{I(t')}{r} d\vec{z}', \quad (1)$$

where  $I(t')$  is the current flowing in the channel;  $d\vec{z}'$ , is the elemental length along the lightning channel;  $t' = t - r/c$  is the retarded time  $c$  being the velocity of light in free space and  $\mu_0$  the permeability of free space.

We can combine the functional dependence of  $I(t')$  and  $d\vec{z}'$ , on time into a function  $F(t')$  such that

$$\vec{A}_0 F(t') = \int I(t') d\vec{z}'. \quad (2)$$

where  $\vec{A}_0$  is a factor independent of time having the dimension of an electric dipole moment and  $F(t')$  of  $\text{sec}^{-1}$ . Thus

$$\vec{A} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\vec{A}_0}{r} F(t'). \quad (3)$$

Since  $r$  is very large as compared to the channel, for the purpose of integration it has been taken as a constant.

Using Maxwell's equations, the electric field at a distance  $r$  from the source in absence of any effect of the ground is given by (Rai, 1980; Divay and Rai, 1985).

$$E_r = \frac{2A_0}{4\pi \epsilon_0} [\cos \Theta \cos \Theta_1 + \sin \Theta \sin \Theta_1 \cos (\Phi_1 - \Phi)] \left[ \frac{1}{r^3} \int F(t') dt + \frac{1}{r^2 c} F(t') \right] \quad (4)$$

$$E_\Theta = -\frac{A_0}{4\pi \epsilon_0} \left[ -\sin \Theta \cos \Theta_1 + \cos \Theta \sin \Theta_1 \cos (\Phi_1 - \Phi) \right] \left[ \frac{1}{r^3} \int F(t') dt + \frac{1}{r^2 c} F(t') + \frac{1}{rc^2} \frac{\partial}{\partial t} F(t') \right] \quad (5)$$

$$E_\Phi = -\frac{A_0}{4\pi \epsilon_0} \sin \Phi_1 \sin (\Phi_1 - \Phi) \left[ \frac{1}{r^3} \int F(t') dt + \frac{1}{r^2 c} F(t') + \frac{1}{rc^2} \frac{\partial}{\partial t} F(t') \right]. \quad (6)$$

The following relation has been applied to derive the above expressions for the electric fields

$$\frac{\partial}{\partial r} F(t') = -\frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} F(t'). \quad (7)$$

The total field of the vertical ( $E_V$ ) and horizontal ( $E_H$ ) electric field components at a given point is the vector sum of the fields due to the source and the waves reflected from the layer and the half space. The magnitudes of the waves reflected from the layer and the half space depend on the reflection

coefficients. The expressions for the reflection coefficients have been obtained using Fermat's equation, as:

For vertically polarized components:

$$R_v = \frac{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} \cos \Psi' - \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} \cos \Psi' + \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (8)$$

$$R'_v = \frac{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}} \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} - \sqrt{\frac{\left(\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}\right)^2}{\left(\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}\right)\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}} \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} + \sqrt{\frac{\left(\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}\right)^2}{\left(\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}\right)\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (9)$$

$$R''_v = \frac{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}} \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} - \sqrt{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}} \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} + \sqrt{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (10)$$

where  $R_v$ ,  $R'_v$  and  $R''_v$  are the reflection coefficients at the interfaces between the atmosphere and the layer, the half space and the layer as well as the layer and the half space respectively.  $\omega$  is the angular frequency ( $2\pi f$ ) of the waves.

For horizontally polarized components:

$$R_H = \frac{\cos \Psi' - \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\cos \Psi' + \sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (11)$$

$$R'_H = \frac{\sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} \sin^2 \Psi'} - \sqrt{\frac{\left(\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}\right)^2}{\left(\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}\right)\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} + \sqrt{\frac{\left(\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}\right)^2}{\left(\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}\right)\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (12)$$

$$R''_H = \frac{\sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} - \sqrt{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}}{\sqrt{\frac{\epsilon_1 + \frac{\sigma_1}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'} + \sqrt{\frac{\epsilon_2 + \frac{\sigma_2}{i\omega}}{\epsilon_0} - \sin^2 \Psi'}} \quad (13)$$

where  $R_H$ ,  $R'_H$  and  $R''_H$  are the reflection coefficients at the same corresponding interfaces as  $R_v$ ,  $R'_v$  and  $R''_v$ .

In the above equations  $\Psi' = \pi - \Theta$ , and ' $\Theta$ ' is the angle of incidence;  $\epsilon_0$ ,  $\epsilon_1$  and  $\epsilon_2$  are permittivities of the atmosphere, of the layer and of the half space;  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  are the conductivities of the layer and of the half space respectively.

The current and velocity expressions for the return stroke (Srivastava, 1966; Rai 1978) are given by

$$I_t = I_0 [\exp(-\alpha t) - \exp(-\beta t)] \quad (14)$$

$$V_t = V_0 [\exp(-at) - \exp(-bt)], \quad (15)$$

where the constants are given as:  $I_0 = 22 \text{ kA}$ ;  $V_0 = 9 \times 10^7 \text{ ms}^{-1}$ ;  $\alpha = 1.6 \times 10^4 \text{ s}^{-1}$ ;  $\beta = 5 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ ;  $a = 3 \times 10^4 \text{ s}^{-1}$  and  $b = 7 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ .

The  $K$ -changes are assumed to be connected with a vertical (Khastagir and Saha, 1972) lightning. However, Takagi (1961) found an average inclination of  $30^\circ$  from the vertical. This was found to be  $13^\circ$  by Reynolds and Neil (1955) and  $25^\circ$  by Workman and Reynolds (1953). Wong and Lim (1978) found a median value of  $13^\circ$  and that the occurrence probability increases with decreasing angle of inclination; the maximum probability showing vertical strokes. Therefore, in the present calculation,  $\Theta_1$  has been taken as zero. The expressions for  $I_t$  and  $V_t$  are the same as for a return stroke. The values of the different constants are given as:  $I_0 = 21 \text{ kA}$ ;  $V_0 = 3 \times 10^7 \text{ ms}^{-1}$ ;  $\alpha = 5 \times 10^4 \text{ s}^{-1}$ ;  $\beta = 2 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ ;  $a = 1 \times 10^4 \text{ s}^{-1}$  and  $b = 1.2 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ .

The return strokes are generally considered as vertical. Therefore,  $\Theta_1$  has been taken as zero for return strokes, too. Thus, the electric field components for return strokes and  $k$ -changes are given as:

$$E_V(t') = \frac{I_0 V_0}{4\pi \epsilon_0 ab} [-B_1(\Theta) \cdot f_s(t') + B_2(\Theta) \cdot f_i(t') - B_3(\Theta) \cdot f_r(t')] \quad (16)$$

and

$$E_H(t') = \frac{I_0 V_0}{4\pi \epsilon_0 ab} [-B_4(\Theta) \cdot f_s(t') + B_5(\Theta) \cdot f_i(t') - B_6(\Theta) \cdot f_r(t')], \quad (17)$$

where

$$B_1(\Theta) = \frac{f_1(\Theta)}{r^3} + \frac{f_1(\Theta')}{r'^3} + \frac{f_1(\Theta'')}{r''^3} + \frac{f_1(\Theta''')}{r'''^3}$$

$$B_2(\Theta) = \frac{f_1(\Theta)}{r^2 C} + \frac{f_1(\Theta')}{r'^2 C} + \frac{f_1(\Theta'')}{r''^2 C} + \frac{f_1(\Theta''')}{r'''^2 C}$$

$$B_3(\Theta) = \frac{f_2(\Theta)}{r C^2} + \frac{f_2(\Theta')}{r' C^2} + \frac{f_2(\Theta'')}{r'' C^2} + \frac{f_2(\Theta''')}{r''' C^2}$$

$$B_4(\Theta) = \frac{f_3(\Theta)}{r^3} + \frac{f_3(\Theta')}{r'^3} + \frac{f_3(\Theta'')}{r''^3} + \frac{f_3(\Theta''')}{r'''^3}$$

$$B_5(\Theta) = \frac{f_3(\Theta)}{r^2 C} + \frac{f_3(\Theta')}{r'^2 C} + \frac{f_3(\Theta'')}{r''^2 C} + \frac{f_3(\Theta''')}{r'''^2 C}$$

$$B_6(\Theta) = \frac{f_4(\Theta)}{r C^2} + \frac{f_4(\Theta')}{r' C^2} + \frac{f_4(\Theta'')}{r'' C^2} + \frac{f_4(\Theta''')}{r''' C^2}$$

$$f_1(\Theta) = 2 - 3 \sin^2 \Theta$$

$$f_1(\Theta') = R_v(2 - 3 \sin^2 \Theta')$$

$$f_1(\Theta'') = (-1)^n R_v'' (1 - R_v') (1 - R_v) (2 - 3 \sin^2 \Theta'')$$

$$f_1(\Theta''') = (-1)^m R_v''' R_v' (1 - R_v') (1 - R_v) (2 - 3 \sin^2 \Theta''')$$

$$f_2(\Theta) = -\sin^2 \Theta$$

$$f_2(\Theta') = R_v(-\sin^2 \Theta')$$

$$f_2(\Theta'') = (-1)^n R_v'' (1 - R_v') (1 - R_v) (-\sin^2 \Theta'')$$

$$f_2(\Theta''') = (-1)^m R_v''' R_v' (1 - R_v') (1 - R_v) (-\sin^2 \Theta''')$$

$$f_3(\Theta) = 3 \sin \Theta \cos \Theta$$

$$f_3(\Theta') = -R_v (3 \sin \Theta' \cos \Theta')$$

$$f_3(\Theta'') = (-1)^m R_v'' (1 - R_v') (1 - R_v) (3 \sin \Theta'' \cos \Theta'')$$

$$f_3(\Theta''') = (-1)^n R_v''' (1 - R_v') (1 - R_v) (3 \sin \Theta''' \cos \Theta''') R_v'$$

$$f_4(\Theta) = \sin \Theta \cos \Theta$$

$$f_4(\Theta') = R_v (-\sin \Theta' \cos \Theta')$$

$$f_4(\Theta'') = (-1)^m R_v'' (1 - R_v') (1 - R_v) (\sin \Theta'' \cos \Theta'')$$

$$f_4(\Theta''') = (-1)^n R_v''' R_v' (1 - R_v') (\sin \Theta''' \cos \Theta''') (1 - R_v').$$

If  $\epsilon_1 \geq \epsilon_2$  then  $n = 1$  and  $m = 2$ .

If  $\epsilon_1 < \epsilon_2$  then  $n = 2$  and  $m = 1$ .

$$f_s(t') = - \int_0^t F(t) dt$$

$$f_i(t') = F(t)$$

$$f_r(t') = - \frac{\partial F(t)}{\partial t}$$

$$A_0 = \frac{I_0 V_0}{ab}$$

$$F(t') = (b-a) \exp(-\alpha t') - b \exp[-(\alpha+a)t'] + a \exp[-(\alpha+b)t'] - (b-a) \times \exp(-\beta t) + b \exp[-(\beta+a)t'] - a \exp[-(\beta+b)t']$$

The above derivations have been obtained in the time domain. To obtain the electric field components in the frequency domain, the authors have applied Fourier transformation. If  $E(t)$  is the electric field component of atmospheric in the time domain, its frequency spectrum can be written as

$$E(\omega) = \int_0^{\infty} E(t') e^{-i\omega t'} dt', \quad (18)$$

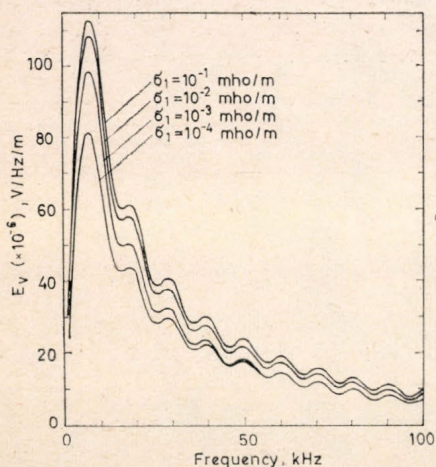
where  $t$  is the time in seconds. The lower limit in equation (18) is zero because  $E(t') = 0$  for  $t' < 0$ .

A computer programme was developed and run on a DEC-2050 system for the calculation of the electric field components in the frequency range from 1 to 100 kHz. The calculations have been performed for short distances where the earth ionosphere waveguide does not play any role.

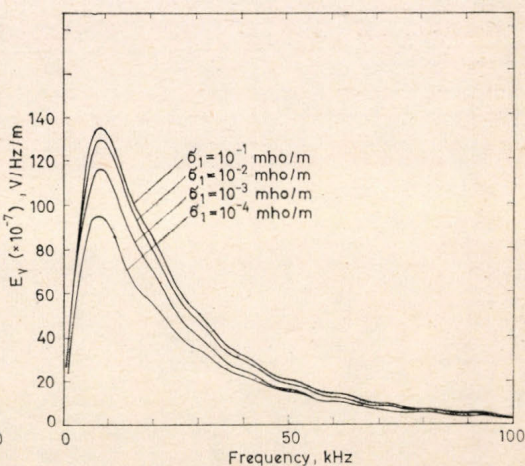
### 3. Results and discussions

For the determination of the electric fields, the conductivity of the half space was kept constant and that of the layer was varied in steps. Calculations have been made for a representative thickness of 40 m of the layer in most cases. The vertically polarized components of the electric field ( $E_v$ ) due to a return stroke and a  $K$ -change decrease as the ground conductivity decreases as shown in *Figs. 2* and *3*. The horizontally polarized components of the electric field ( $E_H$ ) due to a return stroke and  $K$ -change decrease as the ground conductivity increases and it becomes zero for a perfectly conducting earth as shown in *Figs. 4* and *5*.

The frequency belonging to that of peak amplitude (hereafter called as main peak) of the vertical electric field component due to return strokes and



*Fig. 2.* Variation of  $E_v$  with frequency for return stroke at  $x = 50$  km  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma_2 = 10^{-5}$  mho/m



*Fig. 3.* Variation of  $E_v$  with frequency, for  $K$ -change at  $x = 50$  km,  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma_2 = 10^{-5}$  mho/m

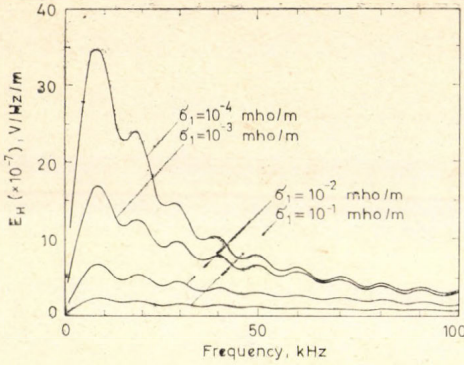


Fig. 4. Variation of  $E_H$  with frequency, for return stroke at  $x = 50$  km,  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma = 10^{-5}$  mho/m

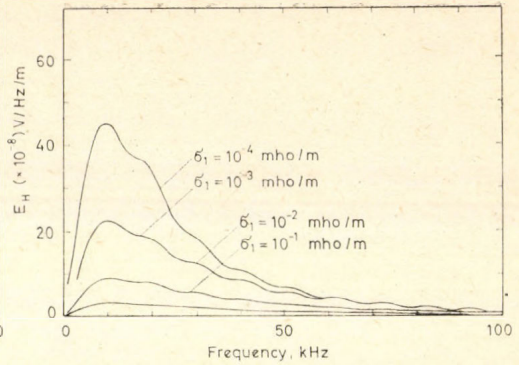


Fig. 5. Variation of  $E_H$  with frequency, for K-change at  $x = 50$  km,  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma = 10^{-5}$  mho/m

K-changes occurs in the ranges 7 to 8 kHz and 8 to 9 kHz respectively. With ground conductivity increasing from  $10^{-5}$  mho/m to  $10^{-1}$  mho/m, the frequency corresponding to the peak of the horizontal electric field component occurs in the ranges 5 to 9 kHz and 7 to 10 kHz. In both cases the amplitude first increases sharply upto a maximum value and then decreases. After this main peak the nature of the spectrum becomes oscillatory for both components. The first and second subsequent peaks occur in case of both the components around 18 to 19 kHz and 28 to 29 kHz respectively. The subsequent peaks are much pronounced in case of the return strokes than in K-changes. Kumar et al. (1988) obtained experimentally the frequency spectrum of atmospherics in vertically and horizontally polarized components and showed that the waveforms are oscillatory in nature.

Though the literature available on the frequency spectrum of the horizontal component is quite limited, an extensive amount of work has been done in connection with the vertical component. The spectral peak in the range 7 to 8 kHz in the present work is in good agreement with the theoretical and experimental studies by different workers.

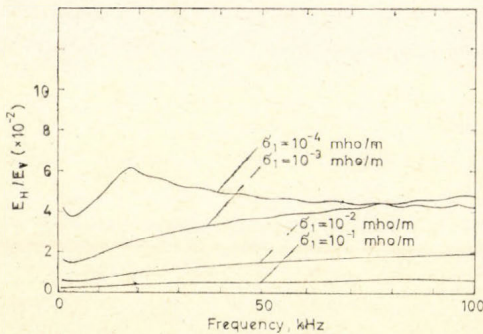


Fig. 6. Variation  $E_H/E_V$  with frequency, for return stroke at  $x = 50$  km,  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma_2 = 10^{-5}$  mho/m

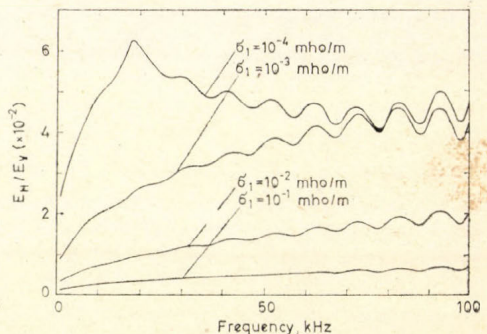


Fig. 7. Variation  $E_H/E_V$  with frequency, for K-change at  $x = 50$  km,  $D = 40$  m and conductivity of half space  $\sigma_2 = 10^{-5}$  mho/m

The plots of the ratio of the horizontal to the vertical components of the electric fields are shown in *Figs. 6* and *7*. The ratio of the peak amplitudes of the two polarizations (horizontal and vertical) falls in the range 0.002 to .118. *Divya and Rai* (1985) found that this ratio attains values between .002 and .25. *Divya et al.* (1987) found experimentally that the ratio at 5 kHz varies between .01 and .35.

In the present study the ratio of the maximum field strength of the vertically polarized components due to a *K*-change and a return stroke seems to be independent of the ground conductivity. Different workers (*Wadehra and Tantry*, 1967; *Ishikawa*, 1961; *Kitagawa and Brook*, 1960; *Rai and Varshmeya*, 1982; *Divya and Kai*, 1985) working at different places of the world observed that the ratio is in the range 0.08 to 0.12. Our calculated values fall in the range 0.11 to 0.12, which is well within the range of the experimental observations. The ratio of the maximum field strength of a *K*-change to that of a return stroke in the horizontal component is also independent of the ground conductivity. The calculated values come out to be in the range 0.11 to 0.13.

In *Figures 2* to *5* there are a number of subsidiary peaks whose amplitude are dependent on the conductivities of both layers. The occurrence of these secondary peaks suggests interference of the various waves reflected from the boundaries. This interference pattern is expected to reveal the location and properties of the subsurface material. With increasing depth of the subsurface interface, the amplitude decreases for conductivities upto  $10^{-5}$  mho/m in both polarizations. High primary peaks indicate large conductivity contrasts. Thus, primary peaks of high amplitude as compared to the secondary peaks indicate interfaces of high conductivity contrasts and in such cases the amplitudes of the secondary peaks can be used to obtain some information about the depth of the interface. The field strength attains a constant value after a certain depth of the interface which is less than the skin depth is reached. This indicates that interfaces deeper than the skin depth can not be detected.

The plots of the ratio shown in *Figs. 6* and *7* represent an interesting result. The ratio shows several maxima and minima. These maxima and minima are more pronounced in the case of *K*-changes than in return strokes. With decreasing conductivity the ratio increases. However, the frequencies belonging to the peak in the ratio are different for return strokes and *K*-changes. The ratio has been found to be independent of the source parameters and the distance of propagation.

#### 4. Conclusions

The presence of the half space in the two layer model of the earth modifies the electric fields considerably. More than one peak has been found in both the horizontally and vertically polarized components of atmospherics. The main peak in the vertical component falls in the range 7 to 9 kHz while that in the horizontal component in the range 5 to 10 kHz. The spectra are oscillatory in both the components. Maxima and minima in the frequency domain have also been found in the ratio of the horizontal to the vertical components. The ratio at a given frequency is a function of the ground conductivity and is independent of the source parameter and the distance of propagation. This information can be used in ground water detection and geophysical exploration in general.

*Acknowledgements.* Authors are thankful to Prof. N. C. Varshneya for his critical comments and discussions. The work has financially been supported by the DST research grant No. 1771—12—44/61.

#### REFERENCES

- Divya and Rai, J., 1985: Parallel and perpendicular electric field components of a lightning discharge *Geoexploration* 23, 227—237.
- Divya, Hazarika, S. and Rai, J., 1987: Recording of the ratio of horizontally to the vertically polarized components of atmospherics at Roorkee. *Ind. J. Radio Space Phys.* 16, 212—214.
- Ishikawa, H., 1961: Nature of lightning discharges as origins of atmospherics. *Proc. Res. Inst. Atmos. Nagoya Univ.* 8A, 1—274.
- Khastagir, S. R. and Saha, S. K., 1972: On intracloud discharges and their accompanying electric field changes. *J. Atmos. Terr. Phys.* 34, 115—126.
- Kitagawa, N. and Brook, M., 1960: A comparison of intracloud and cloud to ground lightning discharges. *J. Geophys. Res.* 65, 1189—1201.
- Kumar, K., Singh, V. and Rai, J., 1988: Technique of recording the waveforms of atmospherics in the horizontal and vertical polarizations: Instrumentation and analysis. *J. Inst. Soc.* 18, 172—177.
- Rai, J., 1978: On the origin of UHF atmospherics. *J. Atmos. Terr. Phys.* 40, 475—478.
- Rai, J., 1980: Electromagnetic radiation from lightning and the origin of whistler waves. *6th International Conference on Atmospheric Electricity*, Manchester, 28 July—1 August.
- Rai, J. and Varshneya, N. C., 1982: Return strokes and K-field changes in tropical thunderstorm. *J. Atmos. Terr. Phys.* 44, 291—299.
- Reynolds, S. E. and Neil, H. W., 1955: The distribution and discharge of thunderstorm charge centres. *J. Meteor.* 12, 1—12.
- Srivastava, K. M. L., 1966: Return stroke velocity of a lightning. *J. Geophys. Res.* 71, 1283—1286.
- Takagi, M., 1961: The mechanism of discharges in a thundercloud. *Proc. Res. Inst. Atmos. Nagoya Univ.* 8B, 1—106.
- Wadehra, N. S. and Tantry, B. A. P., 1967: VLF characteristics of K-change in lightning discharges. *Ind. J. Pure App. Phys.* 5, 447—449.
- Wong, C. M. and Lim, K. K., 1978: The inclination of intracloud lightning discharges. *J. Geophys. Res.* 83, 1905—1912.
- Workman, E. J. and Reynolds, S. E., 1953: *Thunderstorm Electricity* (ed.: H. R. Byers), University of Chicago Press.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 4. szám. 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 4. Jul—Aug 1990, Budapest*

## A Palmer-féle felszíni vízmérleg-modell és aszályindex

FARAGÓ TIBOR, BÉZSENYI ÁKOS és DOBOSI ERZSÉBET

*Központi Meteorológiai Intézet,  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

E tanulmány célja a Palmer-féle felszíni vízmérleg-modell és aszályindex (PDSI) bemutatása és kritikai elemzése. Ismereteink szerint, a PDSI átfogó elemzése eddig még nem jelent meg a magyar meteorológiai szakirodalomban. E modell elsősorban a különböző térségekben és időszakokban kialakult aszályok összehasonlító vizsgálatára alkalmas. Előállításának részletes ismertetése és kritikai elemzése mellett áttekintést adunk számos szerzőnek a PDSI tulajdonságaira vagy alkalmazásaira vonatkozó eredményeiről.

\*

*The Palmer's surface water balance model and drought index.* A description and critical analysis of the surface water balance model and the Drought Severity Index (PDSI) developed by Palmer is given. It is thought to be the first attempt to document this method in the Hungarian meteorological literature. The „universality” of this model, or in other words, its potential for real comparative evaluations of drought episodes under different climatic conditions, i. e., for different regions and periods of time is emphasized. Besides the detailed characterization of its derivation, a review of the results achieved by several authors is provided concerning the analysis of the properties and also the various applications of the PDSI.

### *Bevezetés*

Az aszály vizsgálatának egyik alapvető kérdése a jelenség számszerűsítése. A legegyszerűbb és legáltalánosabban elterjedt megoldás az aszály háttérben álló csapadékhiány jellemzése. A talajaszály, vagy méginkább a hidrológiai és a mezőgazdasági aszály elemzéséhez azonban ez a közelítés nem kielégítő, hiszen a felszíni vízmérleg lényegesebb összetevői együttesen határozzák meg a tényleges vízhiány mértékét. Emellett a vízhiány (vagy többlet) lehetséges hatásainak kiértékeléséhez figyelembe kell venni az adott területen „szokásos”, tehát éghajlatilag átlagos értékeket, másszóval az említett vízhiány viszonylagos mértékét. Dolgozatunk fő célja az ezt a relatív nedvességmérleget leíró Palmer-féle felszíni vízmérleg-modell és „aszály-szigorúsági” index (Palmer Drought Severity Index: PDSI) bemutatása és kritikai elemzése (Palmer, 1965; Hounam et al., 1975; Karl, 1983; Skaggs, 1987). A PDSI mellett számos — a csapadékanómia mértékét vagy a felszíni vízmérleg komponenseinek arányát kifejező — aszályindex ismeretes a szakirodalomból (Bhalme és Mooley, 1980; Girszkaya et al., 1979; Hounam et al., 1975; Oladipo, 1985; Wilhite és Glantz, 1985). A különféle modellek és indexek — közöttük a PDSI — össze-

hasonlításával egy korábbi tanulmány foglalkozott (Faragó et al., 1989). Más jellemzők mellett a Palmer-index területi eloszlását is alkalmazta Dunay et al. (1987) az 1983—1986. közötti magyarországi aszályos időszakok kiértékelésére. A módszertani és numerikus vizsgálatok szerint: a Palmer-módszer leginkább a felszíni vízmérlegre, illetve a talajnedvességre épülő modellekkel mérhető össze, s alkalmazása mindenekelőtt — a meteorológiai (talaj) és a hidrológiai aszályok — területi és időbeli összehasonlító vizsgálataiban lehet indokolt. Dolgozatunkban rámutatunk e módszer kritikus pontjaira és alkalmazási lehetőségeire.

### 1. Az aszály mennyiségi jellemzése

A természeti környezet egyes összetevőiben — így a légkörben, a víztározókban és vízfolyásokban, a kriószférában, a talajban, a bioszférában (mindenekelőtt a növényzetben) — jelenlevő víz mennyisége annak körforgalma során számottevő mértékben ingadozhat. Az ökológiai rendszerekre és az egyes társadalmi-gazdasági tevékenységekre gyakorolt hatásuk miatt elsősorban a hosszabb időtartamú felszínközeli vízhiányoknak van kitüntetett jelentőségük. Attól függően, hogy a jelenség melyik közegre vonatkozik, megkülönböztetjük a légköri, a talaj-, a hidrológiai vagy a mezőgazdasági (tágabban véve, a bioszférában jelentkező) aszályt. Az egyes aszálytípusok csak feltételesen különíthetők el egymástól, hiszen például a talajaszály kialakulását egy-egy tartós, nagyobb csapadékhiánnyal járó légköri szárazság előzi meg. Az időbeli eltolódás mértékében persze nagy szerepet játszik a talaj felsőbb rétegében található nedvesség mennyisége, a levegő átlagos páratartalma és a növényzet, vagy általánosabban, az aktív felszín állapota, az evapotranspiráció mértéke. A légköri aszály és a talajaszály együttesen súlyos mezőgazdasági aszálykárokat okozhat, vagy közvetve (a lefolyás csökkenésével és a vízfelszín nagyobb párolgásán keresztül) hidrológiai aszály kialakulását is előidézhetheti.

Az aszály vizsgálatának egyik alapvető feltétele a jelenség számszerűsítése. A felszíni vízmérleg jellemzésére igen sok eljárás ismeretes (Houman et al., 1975; Faragó et al., 1989) és ezek sorában a PDSI elsősorban meteorológiai paraméterekkel meghatározott talaj-, vagy más szerzők szerint méginkább, hidrológiai aszályindex. Levezetésénél Palmer nem egyszerűen a talaj nedvességmérlegének anomáliáját veszi figyelembe, hanem a mérleg egyes összetevőinek a sokévi átlagtól vett eltéréseiből „visszakövetkeztet” a csapadékmennyiség viszonylagos hiányára (vagy többletére). E nedvességanómália jelentősége viszont függ az adott terület éghajlatilag meghatározott átlagos vízmérlegétől. Palmer az ezt a relatív mérleget kifejező felszíni vízmérleg-modell alkalmazásával egy viszonylag univerzális indexet állít elő: ezáltal térben és időben egybevethető értékek jellemzik az azonos súlyosságú aszályokat. A PDSI meghatározását az aszályos (ill. a nedves) időszakok kezdetének és befejeződésének kritériumai teszik teljessé.

### 2. A Palmer-modell

*A talaj vízháztartásának komponensei.* A PDSI értékei egy-egy hónapot jellemeznek úgy, hogy kiszámításuknál figyelembe kell venni az előző hónapra vonatkozó indexértéket, valamint az adott hónapban a talaj nedvességmérlegének változását. A havi csapadékösszeg,  $P$  az említett mérleg egyetlen, a méretek közül közvetlenül meghatározott összetevője. A potenciális evapotranspi-

ráció,  $PE$  kiszámítására Palmer a Thornthwaite-féle közelítést alkalmazta. A PDSI levezetésének azonban nem „szerves része” Thornthwaite  $PE$ -formulája: a Palmer által eredetileg ajánlott grafikus módszer helyett napjainkban már egyszerűbb számszerű algoritmussal elvégezni a becslést, illetve a levegő nedvességtartalmát is figyelembevevő pontosabb kifejezések is alkalmazhatók. (Rao és Subramaniam (1936) e célra például a Penman-eljárást alkalmazta.) Az  $ET$  tényleges párolgás megadása előtt be kell vezetni a talajnedvesség változásának és veszteségének fogalmait.

A vizsgált talajrétegek — egyszerűsítve — két részét különböztetjük meg: a felszíni és a — leginkább a számításba veendő legnagyobb gyökérzónával azonosítható — mélyebb réteget. E rétegekben a talajnedvesség havi megváltozása formálisan a következőképpen írható fel:

$\Delta S_s = S_s - S'_s$  a felszíni rétegre;  $\Delta S_u = S_u - S'_u$  a mélyebb rétegre, ahol  $S'$  az előző,  $S$  pedig az adott hónapra vonatkozó talajnedvesség-értékeket jelöli. (A talajnedvesség alatt itt és a továbbiakban a hasznosítható, „diszponibilis” vízkészletet értjük.) A felszíni réteg vastagságát Palmer közvetve azzal a feltétellel adja meg, hogy egyrészt e rétegből maximális mértékű a párolgás, tehát ha annak nedvességtartalma elegendő, akkor pontosan  $PE$  mennyiség párologna el, másrészt e rétegben a nedvességforgalmat nem lassítja pl. a kapilláris emelés vagy a leszivárgás.

A párolgás miatti veszteséget a csapadék ellensúlyozza, így a felső réteg tényleges nedvesség-vesztése  $P \leq PE$  esetén:  $-\Delta S_s = L_s = \min \{PE - P, S'_s\}$ . Ugyanekkor az alsó talajrétegből a veszteség egyfelől arányos a relatív vízkészlettel ( $w_u = S'_u/AWC$  tényezővel, ahol  $AWC$  a hasznosítható vízkapacitást jelöli), másfelől pedig a kérdéses talajszelvényre vonatkozó teljes potenciális veszteségből ( $PE - P$ ) előbb le kell vonni a felszíni rétegre vonatkozó értéket ( $L_s$ ):  $-\Delta S_u = L_u = \min \{(PE - P - L_s) \cdot S'_u/AWC, S'_u\}$ . A teljes nedvesség-vesztés természetesen:  $L = L_s + L_u$ . (Értelemszerűen, e szakaszosan lineáris kiszáradási görbe helyett bármilyen más módszer is felhasználható.)

Ha egy hónapban nincs csapadék ( $P = 0$ ) és  $PE > S'_s$  (de a mélyebb réteg vízkészlete elégséges), akkor  $L = S'_s + (PE - S'_s) \cdot w = wPE + S'_s(1-w)$ . Egyszerűbb modellekben a tényleges párolgás számítására a  $wPE$  kifejezést alkalmazzák. Palmernél e változó értéke közvetve határozható meg:  $ET = P + L$ , ha  $P < PE$ . Ha a havi csapadékmennyiség nagyobb a potenciális párolgás havi értékénél ( $P > PE$ ), akkor a talaj nedvességtartalma növekszik, tehát veszteség helyett a feltöltődés mértékét kell kiszámítani:  $\Delta S_s = R_s = \min \{P - PE, AWC_s - S'_s\}$ ,  $\Delta S_u = R_u = \min \{P - PE - R_s, AWC_u - S'_u\}$ . A nedvességbevitel összesített értéke:  $R = R_s + R_u = \min \{P - PE, AWC - S'\}$ . Ebben az esetben a talaj nedvességtartalma nem korlátozza a párolgotatást:  $ET = PE$ .

Csapadékfelesleg akkor keletkezik, ha a legnagyobb lehetséges párolgáshoz illetve a talajnak a vízkapacitás szintjéig való feltöltéséhez szükséges vízmenynységénél is nagyobb a havi csapadékmennyiség értéke, tehát  $P > ET + R$ . (Ekkor természetesen  $ET = PE$ ). A víztöbblet adja a lefolyás értékét:  $RO = P - ET - R$ .

Az éghajlatilag potenciális értékek. A talajnedvesség összetevőinek tényleges értékeit az adott területre jellemző szélsőséges értékekkel célszerű összehasonlítani. E megközelítés Palmer azon felismerésének következménye, hogy az aszály, illetve a felszíni nedvesség-mérleg komponenseinek anomáliái is viszonylagosak. Másszóval a különböző területek aszályainak összehasonlítása csak a relatív nedvességhiányok tükrében lehetséges.

A talajnedvesség potenciális (maximális) veszteségét — maximális párolgás,  $ET = PE$  és minimális csapadékmennyiség,  $P = 0$  mellett — a két talajrétegnek megfelelően felbontva a következőképpen írhatjuk fel:

$$PL_s = \min \{PE, S'_s\}; \quad PL_u = \min \{(PE - PL_s) \cdot S'_u / AWC, S'_u\}; \\ PL = PL_s + PL_u.$$

A talajnedvesség növekedésének a (diszponibilis) vízkapacitás szab határt:  $PR = AWC - S'$ .

Végül a potenciális lefolyás mértékét kell meghatározni. A lefolyás akkor a legnagyobb, ha a párolgás minimális ( $ET = PE = 0$ ), ekkor  $RO = P - R$ . A lefolyás potenciális értéke tehát úgy állna elő, ha ebbe az egyenletbe az  $R$  potenciális értéke ( $PR$ ) mellett a csapadéknak valamilyen éghajlatilag meghatározó maximális értékét ( $PP$ ) helyettesítenénk:  $PRO = PP - PR = PP - (AWC - S')$ . Palmer — jobb híján — a kérdéses mennyiséget a vízkapacitás értékével teszi egyenlővé; következésképpen:  $PRO = S'$ . (A  $PDSI$  meghatározásának ez az egyik — Palmer által elismert — „gyenge” pontja.)

*A vízmérlegkomponensek éghajlati viszonyszámai.* Az adott terület éghajlatát sajátos formában fejezik ki az egyes komponensek és potenciális értékeik sokévi átlagainak („normálértékeinek”) hányadosai:  $\alpha = \overline{ET}/\overline{PE}$  az evapotranspirációs együttható;  $\beta = \overline{R}/\overline{PR}$  a talajnedvesség növekedésének együtthatója;  $\gamma = \overline{RO}/\overline{PRO}$  a lefolyás együtthatója és  $\delta = \overline{L}/\overline{PL}$  a talajnedvesség veszteségének együtthatója.

*Az éghajlatilag várható csapadékmennyiség.* Minden konkrét hónapban a nedvességellátottság mértékét aszerint is minősíthetjük, hogy az adott hónapra kiszámítható potenciális értékek (például  $PE$ -nek) az éghajlatilag átlagos hányadától ( $\hat{ET} = \alpha PE$ ) valójában mennyire tér el a ténylegesen mért érték ( $ET$ ). Megítélésünk szerint, az így kapott eltérés ( $ET - \hat{ET}$ ) a hónap viszonylagos nedvességállapotának vagy aszályosságának jóval ésszerűbb mértéke, mint a szokásos, a sokévi átlagból vett anomália ( $ET - \overline{ET}$ ). Ha egy nagyon meleg nyári hónapban  $PE \gg \overline{PE}$  lenne, a talaj nedvességkészlete pedig biztosítaná az átlagosnál nagyobb párolgást, akkor  $ET < \overline{ET}$ , mégis az  $ET/PE < \overline{ET}/\overline{PE} = \alpha$  egyenlőtlenség jól jelezné a szárazságot. Ez utóbbit átrendezve éppen a Palmer által javasolt eredményre jutunk:  $ET - \hat{ET} < 0$ .

Az „adott feltételek között éghajlatilag várható” értékek (Palmer rövidítésével a „CAFEC”-mennyiségek) mindegyik komponensre előállíthatók:

$\hat{ET} = \alpha \cdot PE$ ,  $\hat{R} = \beta \cdot PR$ ,  $\hat{RO} = \gamma \cdot PRO$ ,  $\hat{L} = \delta \cdot PL$ . (Számunkra nyitott kérdés, hogy pl. az  $ET/PE$  relatív evapotranspiráció kiértékelésére szélesebb körben alkalmazott éghajlati átlagos érték — tehát a hányados sokévi átlaga — mennyire felelne meg e célra.) Az éghajlatilag várható („CAFEC”) csapadékmennyiség a *vízháztartási mérlegből* számítható:  $\hat{P} = \hat{ET} + (\hat{R} - \hat{L}) + \hat{RO}$ . Megjegyezzük, hogy elvben a csapadékmennyiségre közvetlenül is megkísérelhető lenne a „CAFEC”-érték előállítása (a havi tényleges értékből egy  $\overline{P}/\overline{PP}$  együttható felhasználásával), azonban — mint korábban már láttuk —, a „potenciális csapadékmennyiség” meghatározása tisztázatlan probléma.

*A nedvességeltérés és a nedvességanomália-index.* A tényleges havi csapadék értékét nem a sokévi átlagértékhez ( $\overline{P}$ ), hanem a vízmérleg többi komponen-

sének figyelembevételével számított, éghajlatilag az adott hónapban várható csapadékértékhez viszonyítjuk:  $d = P - \hat{P}$ . Ez az érték — levezetését tekintve — alapjaiban különbözik az egyszerű csapadékanomáliától ( $P - P$ ), ugyanakkor a fenti eltérésre is nyilvánvalóan teljesül  $P - \hat{P} = 0$  egyenlőség. A két típusú anomália bizonyos esetekben akár ellenkező előjelű is lehet, sőt szélső esetben az is előfordulhat, hogy  $P$  értéke negatív lesz(!). Palmer a „negatív csapadékmennyiség” fogalmát nem értelmezi, s annak jelentőséget nem tulajdonít; úgy véljük, hogy az elkerülhető lett volna, ha például a tényleges veszteség ( $L$ ) meghatározásának mintájára az  $\hat{L}$  változó is valamilyen minimumfeltételhez kötődne:  $\hat{L} = \min \{ \delta \cdot PL, \hat{ET} \}$ .

A d-anomáliaértékek időbeli (hónapok közötti) és területenkénti összehasonlíthatósága érdekében például a  $(P - \hat{P})/\sigma_d$  standardizált alakot alkalmazhatnánk ez azonban egyrészt nem veszi tekintetbe a változó asszimmetrikus (valószínűségi) eloszlását, másrészt pedig nem fejezi ki a csapadékanomália specifikus jelentőségét. Ez utóbbi az adott helyen és időben a nedvességbevitel/kiadás viszonyának függvénye. Ezért Palmer olyan „éghajlati jellemzőt”, súlytényezőt keresett ( $K$ ), amelyik az általa vizsgált különböző éghajlatú területeken megfigyelt 12-hónap hosszúságú legszárazabb időszakok összegzett d-csapadékanomália értékeit úgy korrigálja, hogy azok hozzávetőlegesen azonos anomália-indexértékeket eredményezzenek. (Ehhez logaritmikus regressziót szerkeszt az empirikus okokból a  $|\bar{d}|$  kifejezéssel normalizált, fent említett átlagos nedvességkiadás/bevitel hányadosok és az adott területeken megfigyelt legkisebb 12-hónapos összegzett  $d$ -értékek között.) Az első közelítésben kapott havi együtthatók:

$$KK'_i = 1,5 \log_{10} \{ [(\overline{PE}_i + \overline{R}_i + \overline{RO}_i) / (\overline{P}_i + \overline{L}_i) + 2,8] |\bar{d}_i|^{-1} \} + 0,5$$

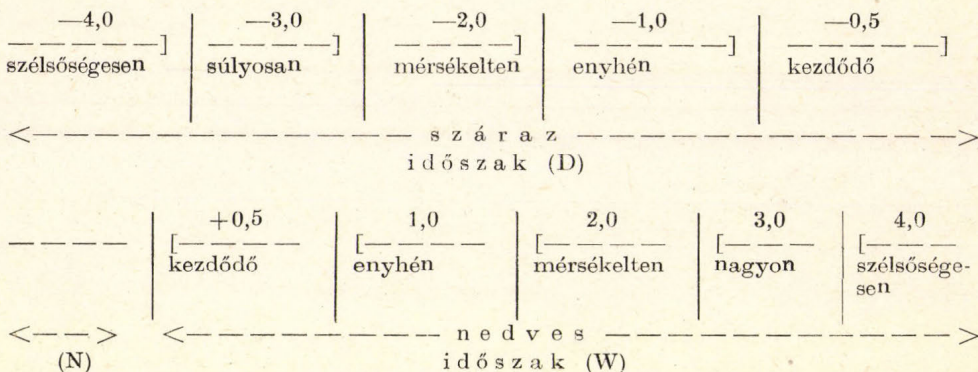
( $i = 1, 2, \dots, 12$ ) az évi menetek közötti különbségek kiegyenlítése érdekében is normalizálандók:  $K_i = 17,67 K'_i / (\sum_{i=1}^{12} |\bar{d}_i| K'_i)$ , ahol a vizsgált területekre vett  $\sum |\bar{d}_i| \cdot K'_i$  kifejezések átlagának értéke 17,67. (Palmer a vízmérleg minden összetevőjét inch-ben, azaz hüvelykben számolja, amelynek egysége 25,4 mm-nek felel meg. Ez általában nem okoz gondot, ha mértékegység nélküli viszonyszámokról van szó, ugyanakkor a mm-ben számított  $|\bar{d}_i$  havi átlagos értékeket a  $K'_i$  és  $K_i$  együtthatók képletében a megfelelő  $1/25,4$  tényezővel kell módosítani.)

A  $K_i$  súlytényezők bevezetésének célja messzemenően indokolt, meghatározásuk módja azonban a PDSI talán leginkább szubjektív — ha úgy tetszik, legkevésbé elegáns — elemének tűnik számunkra. Ugyanakkor kétségkívül az így előállított  $Z = K \cdot d$  ( $K = K_i$  az  $i$ -ik hónapban) havi nedvességanomália-indextől elvárható, hogy a különböző területek — konkrét  $d$ -értékekben ugyancsak eltérő — legszárazabb időszakait hozzávetőlegesen egyformán minősítse.

A PDSI rekurzív egyenlete. Egy hosszabb (többhónapos) időszak aszályosságát — első közelítésben — a kumulált nedvességanomália-értékkel ( $\Sigma Z_t$ ) mérhetnénk. Palmer az általa vizsgált mintasorokból vett különböző időtartamú legszélsőségesebb aszályokra kiszámította ezeket az összegeket és azt a követelményt támasztotta az előállítandó aszályindex-fézel kapcsolatban, hogy ezekhez a  $\Sigma Z_t$  értékekhez átlagosan a —4 kategóriát rendelje hozzá. Ennek érdekében ismét — az időszak függvényében felírt — (lineáris) regressz-

szíót alkalmazott. Az  $X_t$  „aszályszigorúsági” index (a *PDSI*) havi átlagos növekményére ekkor a  $Z/3$  érték adódott. (Pontosabban, az említett összefüggést elemezve, az  $X_T = \sum_{t=1}^T \{Z_t / (0,309t + 2,691)\}$  közelítő megoldásból a  $t = 1$  lépéshez tartozó növekmény együtthatójáról van szó.) Itt és a továbbiakban is, mint már említettük, Palmer eredeti, inch-ben vett számításait vesszük át. Ettől azért nem célszerű eltérni, mert az aszályt minősítő, kerek számértékekkel jellemzett kategóriák is erre a mértékegységre vonatkoznak. (A képletek tehát értelemszerűen a 25,4 mm/inch váltószámmal egészültek ki a módszer hazai alkalmazásakor.) Megállapítása szerint azonban a  $Z$ -értékek egyszerű összegzése félrevezető, hiszen az időszak elején megfigyelt értékek súlyát fokozatosan csökkenteni kell. (Az adott hónapban az esetleges aszály minősítésének szempontjából nem lehet egyforma jelentőségű a vizsgált időszak elején — több hónappal korábban — és a legutolsó hónapban észlelt nedvességhiány.) Ez a feladat egy rekurzív egyenlettel oldható meg úgy, hogy a megelőző indexérték együtthatója egynél kisebb:  $X_t = 0,897 X_{t-1} + Z_t/3$ . (Az együttható konkrét értékének meghatározása empirikus számítások eredménye: abból kiindulva, hogy a rekurzív közelítésben is egy-egy kategóriaérték megmaradása, azaz az  $X_t = X_{t-1}$  feltétel teljesülése „átlagosan” megfelelően a vizsgált mintasorok értékeinek. Palmer levezetésében a fenti regressziós összefüggést figyelembe véve, például, az  $X_t = X_{t-1} = -1$  érték megmaradásához  $Z_t = -0,309$  növekmény szükséges  $t = 1$  esetén, ami egy  $X_t = (1-c)X_{t-1} + Z_t/3$  rekurzív összefüggésben a  $c = 0,309/3 = 0,103$  megoldásra vezet.) Az általános tapasztalatokkal összhangban látható, hogy ha hosszú időn keresztül  $Z_t = 0$ , akkor  $X_t \rightarrow 0$  bármilyen szélsőséges volt is az index kezdeti értéke ( $|X_0| \gg 0$ ).

*Az aszály minősítése.* Az indexértékek minőségi jellemzésére Palmer a következő osztályozást vezette be:



ahol  $N$  az átlagos nedvességellátottságú időszakot jelenti. (Az intervallumok szögletes zárójellel jelölt határai a megfelelő osztályhoz tartoznak, például mérsékeltén száraz hónapban  $-3,0 < X \leq -2,0$ .)

*Az aszályos időszakok kezdete és vége.* Különböző megfontolások alapján az egyes hónapok, időszakok minősítése nem végezhető el egyszerűen a hónapról-hónapra kiszámított  $X$ -értékek alapján. Ha például egy aszályos időszakban az egyik hónap során jelentős nedvességtöbblet jelentkezik, akkor kétséges, hogy az a hónap már az aszály befejeződésének és egy átlagos, vagy éppen nedves időszaknak a kezdetét jelenti, vagy pedig „csak” az aszály átmeneti enyhü-

léséről van szó. E kérdés eldöntése érdekében egy empirikus „valószínűségi” értéket vezet be Palmer, melyet a következőkben ismertetünk.

Nevezzük első közelítésben aszályos időszaknak azon hónapok sorozatát, amelyek  $X_t$ ;  $t = 1, 2, \dots, T$  *PDSI*-értékeire teljesül, hogy  $X_1 \leq -1,0$ ;  $X_t < -0,5$  ha  $t < T$  és végül  $X_T \geq -0,5$ . Ahhoz, hogy egy adott hónapban elérjük az időszak befejeződését jelentő küszöböt ( $X_t = -0,5$ ), a rekurzív képletből kiszámíthatóan szükséges, hogy  $Z_t^{(e)} = Z_t = -2,691 X_{t-1} - 1,50$  teljesüljön. Kimutatható, hogy aszályos időszakban — bármekkora legyen is  $X_{t-1}$  értéke —, amennyiben  $Z_t > -0,1545 \approx -0,15$ , akkor az aszály biztosan enyhülni fog, ugyanis ( $-X_{t-1} > 0,5$ ):  $X_t = X_{t-1} - 0,103 X_{t-1} + Z_t/3 > X_{t-1} + 0,103 \cdot 0,5 - 0,1545/3 = X_{t-1}$ . Ezért egyrészt — az aszályos időszak vizsgálatában — „effektív nedvességnek” tekinthető a  $-0,15$  küszöb feletti érték:  $U_t^{(w)} = Z_t - (-0,15)$ , másrészt pedig e vizsgálatot mindig célszerű elkezdni, amikor egy hónapban a nedvességanómália-index átlépi ezt a küszöbértéket ( $Z_t \geq -0,15$ ). Ettől a  $t_0 = t$  hónaptól kezdődően halmozzuk az effektív nedvesség értékeit  $V_t = \sum U_\tau^{(w)}$ ,  $\tau = t_0, t_0 + 1, \dots, t$ . Ez az érték tehát azt az összegzett „nedvességtöbbletet” fejezi ki ( $Z_t$  eltérései a  $-0,15$  küszöbértéktől), amely a  $t_0$  hónaptól kezdődően az adott hónapig az aszály enyhítésének irányába „hatott”. Annak empirikus „valószínűsége”, hogy az aszály biztosan befejeződik az adott hónapban:  $P_t^{(e)} = V_t / (V_{t-1} + Z_t^{(e)})$ . Ha tehát egy hónapban  $P_t^{(e)} \geq 1$ , akkor az aszályos időszakot befejezettnek tekintjük már a  $t_0$  hónapban(!), ha viszont  $P_t^{(e)} < 0$  lenne, akkor  $P_t^{(e)} = 0$  értéket vesszük, s az aszály esetleges befejeződésére vonatkozó vizsgálatot abbahagyjuk (tehát az aszályos időszak folytatódik, az effektív nedvességértékek halmozását is befejezzük, s  $V_t$ -t „lenullázzuk”).

Az aszályos időszak befejeződésére vonatkozó vizsgálatnál párhuzamcsan természetesen el kell kezdeni egy esetleges nedves időszak *PDSI*-értékeinek számítását feltételezve, hogy e külön vezetett  $X_t^{(1)}$  *PDSI*-index kiinduló értéke  $X_{t_0}^{(1)} = -Z_{t_0}/3$ . Amennyiben az aszályos időszak ténylegesen befejeződött és eközben az  $X^{(1)}$  értéke elérte a  $+1,0$  küszöböt, akkor — meghatározás szerint — egy nedves időszak vette kezdetét. A nedves időszakok tehát a  $+1,0$  indexérték elérésével kezdődnek és a  $+0,5$  érték felülről való átlépésével biztosan végetérnek. Az ilyen időszakok esetleges befejeződésének vizsgálata érdekében a fentiekhez hasonlóan kell eljárni, legyen szó akár a  $P^{(e)}$  empirikus valószínűség elemzéséről (nyilvánvalóan ekkor az  $U_t^{(d)} = Z_t - 0,15$  „effektív nedvességhiánnyal”, valamint az időszak végét jelző  $+0,5$  küszöbérték „azonnali” elérését jelentő  $Z_t^{(e)} = -2,691 X_{t-1} + 1,50$  kifejezéssel kell számolni) vagy eközben az esetlegesen megkezdődő száraz időszak követéséhez egy  $X_t^{(s)}$  index számításának elindításáról.

Átlagos („normál”) időszakokban (de még egy aszályos időszakban is akkor, amikor folyik az esetleges befejeződés vizsgálata) természetesen mindig újra kezdjük  $X_t^{(s)}$  számítását, amikor  $Z_t$  átlépi (felülről) a  $+0,15$  küszöbértéket, hiszen lehetséges, hogy az elvezet egy újabb aszályos időszak kezdetéhez (amikor  $Z_t \leq -1,0$  lesz). Hasonlóképpen járunk el az  $X_t^{(s)}$  index-szel.

Végül is a „stabilizálódott” száraz vagy nedves időszakokban az index egymásután következő értékeit  $X_t^{(s)}$  jelöli. Ugyanakkor a végső vagy tényleges *PDSI*-érték ( $X_t$ ) viszont bizonyos esetekben csak visszamenőlegesen határozható meg: amikor száraz vagy nedves időszakban vagyunk és  $P_t^{(e)} = 0$  (tehát nem „sejthető”, hogy esetleg a kérdéses időszak befejeződik), akkor  $X_t = X_t^{(s)}$ ; ha  $P_t^{(e)} > 0$ , akkor  $X_t$  értéke utólag aszerint adható meg, hogy végül is az adott időszak folytatódott-e ( $P_t^{(e)}$  nem érte el a 100%-os értéket), avagy az

adott periódus befejeződött (a  $t_0$  hónapig visszamenőleg). Átlagos nedvesség-ellátottságú időszakokban a hónapok jellemzésére, vagyis az  $X_t$  PDSI értékeként  $X_t^{(1)}$  és  $X_t^{(2)}$  közül a nagyobb abszolút értékű indexet célszerű választani.

### 3. A PDSI vizsgálatai és alkalmazásai

Palmer nevezetes munkájának (Palmer, 1965) megjelenése után az általa javasolt felszíni vízmérleg-modellt és aszályindexet fokozatosan egyre szélesebb körben kezdték alkalmazni. Palmer nevéhez nemcsak a PDSI kötődik, a későbbiekben a növények nedvességellátottságát kifejező speciális indexet is kifejlesztett (Palmer, 1968). Az alkalmazásokat nagy mértékben elősegítette, hogy egyrészt a területükre vonatkozó indexértékek hosszú adatsorát előállították és publikálták az USA Nemzeti Éghajlati Adatközpontjában (Karl, 1983); másrészt az USA Nemzeti Időjárási Szolgálatának Éghajlati Analízis Központja és a Mezőgazdasági Minisztérium agrometeorológiai részlege hetente, illetve havonta közli az index előzetes értékeit, amelyet a PDSI-től való megkülönböztetés érdekében Palmer-féle hidrológiai aszályindexnek, PHDI-nek neveznek (Karl, 1983). A PDSI-t más országokban — így például Indiában, Bangladesben, Kanadában — is alkalmazták.

*A Bhalme-Mooley aszályindex.* A Palmer-index számítása, illetve újabb területekre való adaptálása bonyolult feladat és bizonyos esetekben a szükséges kiindulási adatok is hiányozhatnak. Bhalme és Mooley (1980) ezért a PDSI mintájára olyan rekurzív indexet szerkesztett (BMDI), amelyik csak a csapadékadatokra épül. Havi jellemzőjük:  $i_t = c_1 i_{t-1} + P_t/c_2$  feltéve, hogy az időszak elején  $i_0 = 0$ ; egy  $T$  hónapból álló időszakra pedig BMDI a megfelelő havi indexértékek átlaga,  $BMDI = \Sigma i_t/T$ . (Itt  $P$  a havi csapadékmennyiség standardizált értéke;  $c_1, c_2$  állandókat pedig úgy választják meg, hogy a BMDI értéktartománya közel azonos legyen a PDSI-ével.)

*Összehasonlító vizsgálatok.* Az aszálydefiníciók és -indexek csoportosításával, összehasonlító elemzésével — ennek keretében a PDSI értékelésével — több munkában is találkozhatunk (Hounam et al., 1975; Girskaia et al., 1979; Wilhite és Glantz, 1985; Faragó et al., 1989). A modell kiválasztása és alkalmazása természetesen összefügg a kérdéses jelenség meghatározásával, valamint a hozzáférhető megfigyelési adatokkal. Ugyanakkor az aszály típusainak és indexeinek elhatárolása is csak feltételesen lehetséges (Wilhite et al., 1985), hiszen a különböző típusú aszályok természetesen összefüggnek. Ennek megfelelően szoros — elvi és számszerű — kapcsolat mutatható ki a különböző jellemzők között. A PDSI-nak — meghatározása szerint — „memóriája” van, s ezért feltételezhető, hogy a csak a csapadékmennyiséget figyelembevevő, de ugyancsak rekurzívan meghatározott BMDI és a PDSI idősorok egymással jó összhangban vannak. Oladipo (1985) éppen ezt az összefüggést igazolta konkrét megfigyelési adatok felhasználásával. Az 1983–1986-os magyarországi adatok vizsgálatakor az is kitűnt, hogy például a csapadék-, vagy a felszíni nedvességmérleget kifejező indexekhez képest a PDSI viszonylag lassan követi egy-egy aszályos időszak alakulását (Dunay et al., 1987; Faragó et al., 1989). A talajnedvesség mennyisége ugyancsak — magától értetődően — „emlékezik”, értékének változásai pedig természetesen a felszíni vízmérlegtől függenek. Ezért kézenfekvő, hogy például a relatív (a sokévi átlagértékével normált)

talajnedvesség és a *PDSI* értékei között szoros kapcsolatot várjunk. Egy korábban elvégzett vizsgálat szerint a két változó közötti korrelációs együttható értéke közel +0,7 volt (Faragó et al., 1989).

A *PDSI* „érzékenysége”. A Palmer-index meghatározásában statisztikai közelítésekkel és helyenként bizonyos önkényességgel is találkozhatunk.

Palmer a *K* éghajlati együttható bevezetésével számos, eltérő éghajlati tulajdonságokkal rendelkező amerikai terület paramétereit vette figyelembe. Ennek ellenére nyilvánvaló, hogy más meteorológiai állomások, vagy még inkább más térségek éghajlati adatainak felhasználásával kisebb vagy nagyobb mértékben eltérő paraméterértékek vezethetők le. A Palmer-indexnek a kiindulási adatoktól való függését — másszóval az index stabilitását, „érzékenységet” — és alkalmazhatóságának ezzel is összefüggő korlátaikat többen vizsgálták (Alley, 1984; Karl, 1983, 1986). Rao és Subramaniam (1986) indiai területre újra elvégezték a *PDSI* meghatározását. Eközben számos módosítást hajtottak végre: a potenciális evapotranspirációt a Thornthwaite-formula helyett a fejlettebb Penman -képlettel számították; mivel a Palmer által bevezetett potenciális lefolyás értéke ( $PRO = PP - AWC + S' = S'$ ) kisebbnek adódott a lefolyás tényleges értékénél ( $RO$ ) nagy csapadékok esetén ( $P > AWC + PE$ ; a monszunövezetről van szó!), ezért feltették, hogy  $PRO = S' + P$ ; végül, a kiválasztott indiai állomások adatai alapján újra meghatározták a *K* éghajlati együtthatókat. Emiatt a rekurzív egyenlet paraméterei is kisebb mértékben módosultak ( $X_t = 0,791 X_{t-1} + Z/3,025$ ). Sajnos az említett szerzők nem végeztek összehasonlító vizsgálatokat az eredeti és az általuk levezetett *PDSI* hatékonysága között. Walsh et al. (1982), valamint Karl és Koscielny (1983) egymástól függetlenül azt kapták, hogy a *PDSI* által jelzett aszályok az USA belső területein hosszabb ideig tartanak, mint a környező területeken, noha ezt a csapadékviszonyok nem indokolják. Az említett szerzők feltárták, hogy a jelenségnek az egyes területek eltérő vízkapacitása az oka. Karl (1983) számszerű kísérletekkel vizsgálta az *AWC*-paraméter valamint a *K* súlytényező szerepét. Kimutatta, hogy a *PDSI* viszonylag „érzékeny” paramétereinek meghatározására, de segítségével alapvetően mégis jól jellemezhetők az aszályos időszakok, az említett területi különbségek pedig elsősorban nem az index sajátosságos meghatározásának következményei.

Még lényegesebbnek tűnik a paraméterek becslésére kiválasztott időszak szerepe. E „kalibrálást” korábban az 1931—1960-as megfigyelési sorokból végezték el (Karl, 1986); e periódus viszont köztudottan kiemelkedően meleg és száraz volt. Másszóval az aszályindex, s így a *PDSI* alkalmazásánál is egyrészt figyelembe kell venni az éghajlat évtizedes ingadozásait, másrészt kellően hosszú — Karl (1986) szerint legalább 50 évi — mintasorokkal kell számolni.

A *PDSI* és az aszályok klimatológiai vizsgálatai. A Palmer-index bevezetésének elsődleges célja a meteorológiai aszályok éghajlati vizsgálata, a különböző térségek aszálygyakoriságának és intenzitásának összehasonlítása, illetve a talajaszály elemzésén keresztül közvetve a vele összefüggő hidrológiai, mezőgazdasági aszályok meteorológiai vonatkozásainak tanulmányozása. A *PDSI* segítségével elsősorban az USA különböző területein észlelt aszályos időszakokat vizsgálták (Skaggs, 1975; Klugman, 1978; Karl és Quayle, 1981; Karl és Koscielny, 1982; Karl, 1983; Diaz, 1983; Swerman et al., 1987; Skaggs, 1987; Eder et al., 1987). Egyes tanulmányok az aszályok területi eloszlását kontinentális, míg mások csak regionális léptékben elemezték. Speciálisan, Skaggs (1987) a *PDSI* területi értékeire főkomponens-analízist végzett annak érdekében, hogy az 1930-as évek aszályainak területi kiterjedését pontosabban meghatá-

rozhassa. *Klugman* (1978) ennél lényegesen hosszabb idősorra állította elő a *PDSI* éghajlati jellemzőit. E vizsgálatoknak az is fontos célja volt, hogy elkülöníthetők legyenek az aszályok által eltérő mértékten veszélyeztetett térségek. *Karl* és *Koscielny* (1982) ugyancsak főkomponens-analízissel az USA teljes területére végzett hasonló vizsgálatokat.

A Palmer-indexszel jellemzett aszálygyakoriságok, illetve azok tartamhosszúságainak összehasonlításával *Skaggs* (1978, 1980) a lehetséges éghajlat-ingadozásokra keresett bizonyítékokat.

*Idősor-analízis.* A *PDSI* rekurzív meghatározása miatt külön feladatként jelentkezik az indexértékek idősoraiiban a modellből fakadó illetve az aszályok megmaradási hajlamára, gyakoriságára, trendjeire vonatkozó valóságos összefüggések szétválasztása. *Eder et al.* (1987) feltehetően e problémák elkerülése érdekében „előfehérítik” a *PDSI* főkomponens-módszerrel kapott sorfejtési együtthatóit. Másszóval (auto)regresszióval eltávolítják az idősből a „vörös zajt”, s a maradék sor trend- és spektrális elemzését végzik el. Azt találták, hogy a vizsgált időszak első három évtizedében (pontosabban az 50-es évek közepéig) a legtöbb területen gyakoriak voltak az aszályok, míg az utolsó 25 évben egy-egy körzetet leszámítva nem is fordult elő kifejezetten aszályos esztendő. Emellett a spektrális sűrűségfüggvény analízisével azt is kimutatták, hogy az idősorokban lényegében semmiféle ciklus vagy periódus sem mutatható ki szignifikánsan.

A *PDSI* rekurziója valójában a lineáris autoregressziós illetve általánosabban véve, az autoregressziós és mozgóátlag (*ARMA*) — modellek egy változata. Ezt felismerve, több kutató explicit alakban keresi az indexértékek sorozataira legjobban illeszkedő *ARMA*-modelleket. Az eredmények eltérőek. *Davis* és *Rappaport* (1974) egyetlen Ohio állambeli állomás *PDSI*-adatsorát vizsgálta és azt találta, hogy az *ARMA* (2,2) modell illeszkedik a legjobban az idősorra. Ezzel szemben *Katz* és *Skaggs* (1981) és *Skaggs* (1987) 344 klímaállomás *PDSI*-idősorát vizsgálva azt kapták, hogy az esetek túlnyomó többségében az alacsony rendszámú autoregresszív (általában *AR* (1) és *AR* (2)) modellek a legmegfelelőbbek. Az aszályok (nedves időszakok) tartamhosszúságai nagyobbak bizonyultak, mint amit például egy 0,897 együtthatójú *AR* (1) folyamattól el lehet várni többek között Minnesota, Nebraska vagy Észak-Dakota területére (*Skaggs*, 1987).

*Agrometeorológiai alkalmazások.* A szélsőségesen tartós és intenzív szárazságoknak a Palmer-modell révén adható, területi és időbeli összehasonlíthatóságokra is alkalmas számszerű minősítése a mezőgazdasági aszálykárok viszonylag objektív felmérésére is felhasználható. *Hecht* (1983) és *Wilhite* (1983) egyaránt az USA területére elemzi mindenekelőtt az 1930-as és az 1950-es évek szélsőséges aszályait a *PDSI* területi átlagainak egybevetésével. Az 1970-es évek ugyancsak jelentős aszályait követően a kormányzati aszálystratégiát előkészítő bizottság elsősorban a Palmer-index alkalmazását ajánlotta az egyes területek mezőgazdasági aszályainak közvetett minősítésére és az ennek megfelelő segélynyújtás mértékének meghatározására (*Wilhite*, 1983).

Természetszerűleg kínálkozik a *PDSI* és az egyes kultúrnövények terméshozamainak összehasonlítása is. Az agrotechnika átlagos hatását például lineáris trendközelítéssel kiszűrve a mintasorból, regressziós model szerkeszthető a kukorica terméshozama és a vegetációs időszak átlagos *PDSI*-értéke között (*Skaggs*, 1987). Az eredmények nem igazolták az elvárásokat: feltehetően a *PDSI* alkalmazott időléptéke túlságosan nagy a növényfejlődés fázisának hosszához képest. Hasonló következtetések vonhatók le *Brown et al.* (1987) dol-

1. TÁBLÁZAT

A Z-nedvességanomália és a havi PDSI-értékek kiszámításának lépései  
Szeged, 1982. augusztus — 1986. december

Hónap	D- vagy W-időszak végetért ?							W ?	D ?	PDSI		
	Z	U <sup>(w)</sup>	U <sup>(d)</sup>	V	Z <sup>(e)</sup>	Q	P <sup>(e)</sup>	X <sup>(1)</sup>	X <sup>(2)</sup>	X <sup>(3)</sup>	X	CLF*
1982. 8.	+0,2	—	—	0	—	—	0	0	0	+1,4	+1,4	W
9.	-2,2	—	-2,3	-2,3	-2,3	-2,3	99	0	-0,7	+0,6	-0,7	N
10.	-1,1	—	-1,2	-3,5	+0,0	-2,3	100	0	-1,0	-1,0	-1,0	D
11.	-1,9	—	—	0	—	—	0	0	0	-1,5	-1,5	D
12.	-1,5	—	—	0	—	—	0	0	0	-1,9	-1,9	D
1983. 1.	-2,1	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,4	-2,4	D
2.	-2,0	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,8	-2,8	D
3.	-1,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-3,0	-3,0	D
4.	-1,9	—	—	0	—	—	0	0	0	-3,4	-3,4	D
5.	-2,8	—	—	0	—	—	0	0	0	-3,9	-3,9	D
6.	-2,4	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,3	-4,3	D
7.	-3,2	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,9	-4,9	D
8.	-0,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,6	-4,6	D
9.	+0,8	1,0	—	0,8	10,9	10,9	7	0,3	0	-3,9	-3,9	D
10.	-1,5	-1,4	—	-0,6	—	—	0	0	0	-4,0	-4,0	D
11.	-1,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,1	-4,1	D
12.	-2,5	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,5	-4,5	D
1984. 1.	-0,4	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,2	-4,2	D
2.	-1,8	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,3	-4,3	D
3.	-1,2	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,3	-4,3	D
4.	-0,9	—	—	0	—	—	0	0	0	-4,1	-4,1	D
5.	+0,5	0,6	—	0,6	9,7	9,7	7	0,2	0	-3,6	-3,6	D
6.	+0,5	0,7	—	1,3	8,1	8,7	15	0,3	0	-3,0	-3,0	D
7.	-0,7	-0,6	—	0,7	6,6	7,9	9	0,1	-0,2	-2,9	-2,9	D
8.	+1,1	1,2	—	2,0	6,4	7,2	27	0,4	0	-2,3	-2,3	D
9.	+0,3	0,5	—	2,4	4,6	6,6	37	0,5	0	-1,9	-1,9	D
10.	-0,9	-0,7	—	1,7	3,7	6,2	28	0,1	-0,3	-2,0	-2,0	D
11.	-1,3	-1,1	—	0,6	4,0	5,7	11	0,0	-0,7	-2,2	-2,2	D
12.	-0,6	-0,5	—	0,2	4,5	5,1	3	0,0	-0,8	-2,2	-2,2	D
1985. 1.	-1,3	-1,1	—	-1,0	—	—	0	0	0	-2,4	-2,4	D
2.	-0,3	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,3	-2,3	D
3.	-0,1	0,1	—	0,1	4,6	4,6	1	0,0	0	-2,1	-2,1	D
4.	+0,2	0,3	—	0,4	4,1	4,1	9	0,1	+0,0	-1,8	-1,8	D
5.	-1,0	-0,8	—	-0,4	—	—	0	0	0	-1,9	-1,9	D
6.	-1,3	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,2	-2,2	D
7.	+0,3	0,5	—	0,5	4,3	4,3	11	0,1	0	-1,8	+0,1	N
8.	+2,8	3,0	—	3,4	3,5	3,9	88	1,0	0	-0,7	+1,0	W
9.	-1,1	-0,9	—	2,5	0,4	3,8	65	0,6	-0,4	-1,0	+0,6	W
10.	-1,5	-1,3	—	1,2	1,2	3,7	32	0,0	-0,8	-1,4	-0,8	N
11.	+2,3	2,5	—	3,6	2,2	3,4	100	0,8	0,0	0	+0,8	N
12.	-1,1	—	—	0	—	—	0	0,4	-0,4	0	-0,4	N
1986. 1.	+0,1	—	—	0	—	—	0	0,4	-0,3	0	+0,4	N
2.	+3,0	—	—	0	—	—	0	1,3	0,0	+1,3	+1,3	W
3.	+0,4	—	—	0	—	—	0	0	0	+1,3	+1,3	W
4.	-1,1	—	-1,3	-1,3	-2,1	-2,1	62	0	-0,4	+0,8	-0,4	N
5.	-1,7	—	-1,9	-3,2	-0,7	-2,0	100	0	-0,9	0	-0,9	N
6.	-1,1	—	—	0	—	—	0	0	-1,2	-1,2	-1,2	D
7.	-0,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-1,3	-1,3	D
8.	+0,7	0,9	—	0,9	1,9	1,9	46	0,3	0	-0,9	-0,9	D
9.	-2,5	-2,3	—	-1,4	—	—	0	0	0	-1,6	-1,6	D
10.	-1,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,0	-2,0	D
11.	-2,6	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,7	-2,7	D
12.	-1,5	—	—	0	—	—	0	0	0	-2,9	-2,9	D

\*CLF — a hónap jellege; D—száraz, W—nedves, N—normál időszak

gozatából, amelyben a kukoricán kívül a zab és a szója terméshozamát is vizsgálták. Lényegesen jobb összefüggést tárt fel Sakamoto (1978) a dél-ausztráliai búza terméshozamai és a Z-index között.

*Hidrometeorológiai alkalmazások.* Az aszály kezdetére és befejeződésére vonatkozó vizsgálatok nélkül, a Palmer által bevezetett Z nedvességanómia és a rekurzívan előállítandó PDSI lényegében hidrológiai jellemzőszámoknak tekinthetők (Karl, 1983). A heti, vagy havi felszíni nedvességmérleg-adatok segítségével „operatíván” számított és publikált indexértékek (PHDI) lényegesen eltérhetnek a PDSI-értékétől.

Hidrometeorológiai alkalmazására mutat példát Skaggs (1987) a Mississippi évi vízhozamingadozásai és vízgyűjtő területére vonatkozó átlagos PDSI-értékek idősorainak összehasonlításával. A terület körzeteinek megfelelő PDSI-változók közül lépésenkénti regresszióval választotta le a legkevésbé informatív prediktorokat. E model az évi átlagos vízhozam varianciájának 77%-át leíró valószínűségi becslést eredményezett.

## 2. TÁBLÁZAT

*A Palmer-index éghajlati paraméterei, Szeged, 1901—1986*

(a) a vízmérleg elemeinek és ezek potenciális értékeinek átlagértékei (mm); (b) a vízmérlegkomponensek éghajlati viszonyszámai, a K' és K éghajlati együtthatók (összehasonlításképpen a Palmer által számított értékek is Közép-Iowa államra, az 1931—1957-es időszakból)

(a)

Hónap	P	ET	PE	R	PR	RO	PRO	L	PL
1.	31	1	1	23	83	6	107	0	1
2.	32	4	4	19	60	9	130	0	4
3.	34	21	21	9	41	9	149	5	21
4.	45	51	53	4	37	5	153	15	43
5.	59	85	95	3	47	1	143	30	68
6.	68	102	127	2	75	0	115	36	75
7.	52	88	140	1	109	0	81	37	58
8.	48	64	122	0	145	0	45	16	28
9.	42	45	83	3	160	0	30	7	13
10.	44	31	44	15	164	0	26	3	7
11.	49	16	16	33	152	0	39	0	6
12.	41	4	4	35	119	2	71	0	3

(b)

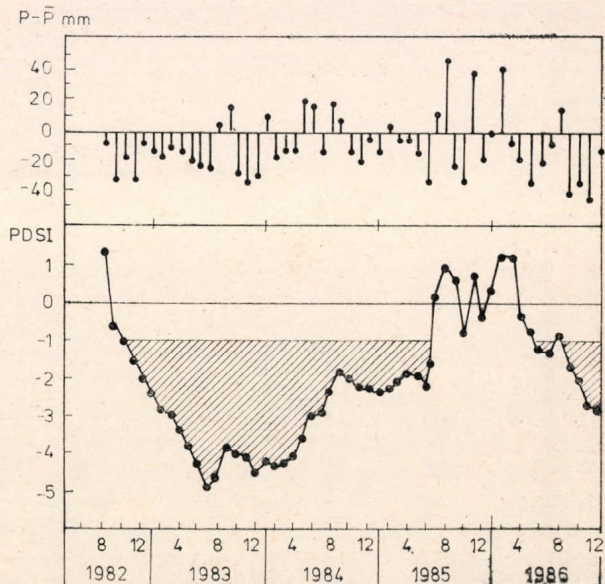
Hónap	Szeged						Közép-Iowa		
	$\alpha$	$\beta$	$\gamma$	$\delta$	K'	K	$\alpha$	$\delta$	K
1.	1,00	0,28	0,06	0,00	1,58	1,64	1,00	0,00	1,55
2.	1,00	0,31	0,07	0,07	1,50	1,56	1,00	0,15	1,61
3.	1,00	0,22	0,06	0,22	1,49	1,54	1,00	0,00	1,41
4.	0,96	0,12	0,03	0,34	1,39	1,44	1,00	0,15	1,14
5.	0,89	0,06	0,01	0,44	1,28	1,33	0,97	0,18	0,97
6.	0,81	0,03	0,00	0,48	1,25	1,30	0,94	0,17	0,94
7.	0,63	0,01	0,00	0,63	1,34	1,39	0,91	0,45	1,28
8.	0,52	0,00	0,00	0,56	1,44	1,50	0,84	0,34	0,93
9.	0,55	0,02	0,00	0,51	1,52	1,57	0,87	0,32	1,04
10.	0,70	0,09	0,00	0,35	1,29	1,35	0,90	0,24	1,28
11.	0,97	0,22	0,01	0,05	1,34	1,39	1,00	0,12	1,16
12.	1,00	0,30	0,03	0,00	1,44	1,50	1,00	0,00	1,52

A tartós szárazság rendkívül súlyos erdőtüzeknek is lehet az egyik előidézője. Ezek kockázata ugyancsak számszerűsíthető többek között a *PDSI* alkalmazásával. Ugyanakkor — akárcsak egyes agrometeorológiai vizsgálatoknál — a Palmer-féle *Z*-nedvesség anomália lényegesen jobb paraméternek bizonyult e feladat megoldásában (Karl, 1986).

#### 4. Számítási példa és a hazai alkalmazás kérdése

A Palmer-modell elemeinek gyakorlati számítását szegedi adatsoron mutatjuk be. A *PDSI* hazai alkalmazására már korábban sor került (Faragó et al., 1989; Faragó et al., 1990). Ebben a dolgozatban a kritikus 1983—1986-os időszakot elemezzük. Az indexértéket a megelőző vegetációs periódus végétől tartalmazza az I. táblázat. Palmer a gyökérszóna két (felső és alsó) szintjét közvetve a diszponzibilis vízkapacitás értékeivel határozza meg. A szegedi területen az 1 m-es talajszelvényre becsült 190 mm-es vízkapacitást hasonlóképpen osztottuk fel ( $AWC_s = 30$  mm,  $AWC_u = 160$  mm). A számításokat, s ezek sorában az éghajlati jellemzők előállítását az 1901—1986-os időszakra végeztük el. A II. táblázatban bemutatjuk a felszíni vízmérleg összetevőire kapott sokéves átlagértékeket, valamint a viszonyszámokat és a *K* „éghajlati együttható” havi értékeit.

1982 augusztusa egy nedves időszak utolsó hónapja volt (I. táblázat;  $X = +1,4$ ;  $CLF = W$ ); de a Palmer-index számításából ez csak utólag derül ki. Szeptemberben ugyanis a *Z* nedvességanomália értéke átlépte (felülről) a  $+0,15$  küszöbértéket ( $Z = -2,2$ ), s emiatt kezdetét vette az effektív nedvességniány  $U^{(d)}$  számítása illetve összegzése. Ebben az első száraz hónapban a  $P_t^{(e)} = V_t/Z_t^{(e)} = -2,33/(-2,34)$  kifejezés máris elérte a 99%-os szintet. Ez a hónap akár egy száraz időszak kezdete is lehet, egyúttal tehát meg kell kezdeni egy erre vonatkozó *PDSI*-változó számítását ( $X^{(2)} = Z/3$ ). A korábban „stabilizálódott” nedves időszak viszont még nem ért véget egyértelműen



1. ábra. A csapadékanomália és a Palmer-index havi értékeinek menete. Szeged, 1982. augusztus — 1986. december

tehát továbbra is folytatjuk indexértékének előállítását ( $X_t^{(3)} = 0,897 X_t^{(2)} + Z_t/3 = +0,6$ ). Ekkor még a végső *PDSI*-indexérték ( $X$ ) nem adható meg és a hónap ezzel összefüggő minősítése (*CLF*) sem: ha utóbb a  $P^{(e)}$  „valószínűség” nem érne el a 100%-t, akkor a nedves időszak folytatódna ( $X = X^{(3)}$ ), ellenkező esetben viszont egy átlagos nedvességellátottságú, vagy az  $X^{(2)}$  index értékének függvényében egy aszályos időszak kezdődne (ha  $X^{(2)} \leq -1,0$ ). Októberben újra számottevő csapadékhiány volt (a szeptemberi  $P - P = -33$  mm után az októberi csapadékanómália  $-17$  mm volt),  $P^{(e)}$  elérte a 100%-os értéket. A korábbi nedves időszakot befejezettnek kell tekinteni a  $P^{(e)}$ -vizsgálataát megelőző hónapban. Egyúttal arra a kérdésre is választ kaptunk, hogy valójában aszályos periódus kezdetéről van-e szó: az  $X^{(2)}$  index elérte a  $-1,0$ , küszöböt. Emiatt a megelőző hónapot még „csak” normális vízellátottságúnak ( $CLF = N$ ), az októbert viszont már száraznak ( $CLF = D$ ) minősítjük. Ettől kezdve — a *PDSI* értékei alapján — egészen 1985 júniusáig tartott az aszály! Ez a megállapítás nemcsak Szegedre, de az Alföld kiterjedt területeire is jó összhangban van a más módszerekre, agrometeorológiai és mezőgazdasági értékelésekre támaszkodó következtetésekkel.

Az index 1983 júniusában érte el a legkisebb értékét,  $X = -4,9$ , ami szélsőséges szárazságot jelent. Az év szeptemberében, majd 1984. májusában és 1985. márciusában rövidebb-hosszabb ideig enyhülni kezdett a szárazság: ezzel párhuzamosan folyt az effektív nedvesség, illetve a  $P^{(e)}$  valószínűség számítása. A szélsőséges aszály miatt azonban óriási csapadéktöbbletre lett volna szükség az időszak „azonnali” befejeződéséhez (1983. szeptemberében a  $Z^{(e)}$  nedvesség-anómália értéke 10,9 inch, ami 277 mm-es nedvességigénynek felel meg a „CAFEC”-csapadékmennyiség felett!) A  $P^{(e)}$  valószínűség azonban egyik alkalommal sem közelítette meg a 100%-os szintet, a  $V < 0$  értékek megjelenése miatt pedig megszűnt annak valószínűsége, hogy az aszályos időszak véget érjen (1983 októberében, 1985 januárjában, illetve 1985 májusában).

Vegyük észre, hogy e periódusok során, például 1984. októberében az  $X^{(2)}$  index számítására is sor került. Ugyanis  $Z$  értéke közben felülről átlépte a  $+0,15$ -ös küszöbértéket, ami esetleg azt jelenti, hogy ha az 1982 októberében kezdődött aszály a jelenlegi szakaszban, tehát 1984 májusával véget érne, az ezután kezdődő átlagos időszakot pedig októbert követően egy újabb száraz időszak váltaná fel (ha  $X^{(2)}$  fokozatosan elérné a  $-1,0$  küszöbértékét).

Az aszály azonban e kevésbé szélsőséges időszakok hatására fokozatosan enyhül, s befejeződéséhez az 1985. márciusában kezdődött kedvezőbb nedvességellátottságú időszak vezetett el. Kiemelkedő jelentősége volt ebben az augusztusi ( $+49$  mm-es) és a novemberi ( $+40$  mm-es) pozitív csapadékanomáliának, amit a  $Z$ -index értékei is jól mutatnak ( $+2,8$  és  $+2,3$ ). 1985 novemberében tehát  $P^{(2)}$  elérte a 100%-ot, s ezért utólag kitölthető lett a táblázat két utolsó sora: a július átlagos nedvességellátottságú ( $CLF = N$ ) hónapnak minősült, augusztustól viszont nedves időszak kezdődött ( $X^{(1)} \geq +1,0$ ), majd átlagos nedvességellátottságú hónapok következtek (hiszen októberben  $X$  a  $0,5$  küszöbérték alá került, de az újabb szárazságot jelentő  $-1,0$  értéket nem érte el). Ezekben a hónapokban párhuzamosan számítjuk az  $X^{(1)}$  és az  $X^{(2)}$  index-értékeket ( $X^{(1)} < 1$ ,  $|X^{(2)}| < 1$ ), *PDSI* értéke pedig a kettő közül a nagyobb abszolút értékű lesz (bár e választásnak nincs különösebb jelentősége). Az 1986 februárjában észlelt kiemelkedő csapadéktöbblet (több mint  $+40$  mm-es anomália) és az ezzel összefüggő magas  $Z$ -érték ( $Z = +3,0$ ) következtében  $X$  átlépte a  $+1,0$  szintet. A nedves időszak azonban ezúttal sem tartott sokáig, sőt júniusban újabb aszály kezdődött ( $X \leq -1,0$ ). Ez az észre kiteljesedő

szárazság, bár intenzitása meg sem közelítette az 1983-as aszályét, ismét súlyos károkat okozott a növénytermesztésben. Figyelemreméltó, hogy a Palmer-index már a nyár elejétől jelzi a változó mértékű nedvességihiányt. Az 1. ábrán a vizsgált időszakra a napi csapadékanomáliák és a *PDSI* menetét mutatjuk be.

A Palmer-index értékeinek területi megoszlását más jellemzőkkel is egybevetve Dunay et al. (1987) vizsgálta. E mutatónak az aszály minősítésében elért hatékonysága összevethető volt a hazánkban elterjedtebben alkalmazottakéval. Hasonló megállapításra vezetett a különféle aszályindexek módszertani összehasonlítása is (Farágó et al. 1989). Mint korábban említettük, különösen figyelemreméltó volt a *PDSI* és a *w* relatív talajnedvesség kapcsolata (itt *w* a havi átlagos talajnedvesség és sokévi normálértékének hányadosát jelenti).

A *PDSI* ugyanakkor — levezetéséből fakadóan — lehetővé teszi a különböző éghajlatú területeken és időszakokban bekövetkező aszályok összehasonlítását. Ez igen fontos szempont, ha például a szárazság — klimatológiai vagy akár agrárközgazdasági — vizsgálatainál túllépünk a regionális kereteken. Az aszályval kapcsolatos vizsgálatok döntő többségében természetesen továbbra is kielégítőnek látszik a Palmer-indexnél lényegesen egyszerűbben számítható paraméterek, így mindenekelőtt a talajnedvesség mennyiségét is számításbavevő kifejezések felhasználása.

#### IRODALOM

- Alley, W., 1984: The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. *J. Clim. Appl. Meteor.* 23, 1100—1109.
- Bhalme, H. N. and Mooley, D. A., 1980: Large-scale droughts/floods and monsoon circulation. *Mon. Wea. Rev.* 108, 1197—1211.
- Brown, D. A., Gersmel, C. A., Drake, J. and Skaggs, R. H., 1987: Crop production response to moisture supply in Minnesota. *Spec. Rep. No. 9.*, Univ. Minnesota.
- Davis, J. M. and Rappaport, P. N., 1974: The use of time series analysis technique in forecasting meteorological drought. *Mon. Wea. Rev.* 102, 176—180.
- Diaz, H., 1983: Some aspects of major dry and wet periods in the continuous United States, 1985—1981. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 3—16.
- Dunay S., Faragó T., and Nemes Cs., 1987: 1983—1986: Years of drought in Hungary. In „Identifying and coping with extreme meteorological events” (eds.: E. Antal and M. H. Glantz), Hungarian Meteorological Service, Budapest, 167—204.
- Eder, B. K., Davis, J. M. and Monahan, J. F., 1987: Spatial and temporal analysis of the Palmer Drought Severity Index over the South-Eastern United States. *J. Climatology* 7, 31—56.
- Farágó T., Kozma E. and Nemes Cs., 1990: Drought indices in meteorology. *Időjárás* 93, 45—60.
- Farágó T., Dunay S. and Nemes Cs., 1989: Meteorological and agro-economic aspects of recent drought episodes in Hungary. Submitted to *Időjárás*.
- Girszkaya, E. K., Sazonov, B. I. és Kropp, E. I., 1979: Meteorológiai aszály-indexek (orosz nyelven). *Trüdü GGO*, No. 403, 14—21.
- Hecht, A. D., 1983: Drought in the Great Plains: History of societal response. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 51—56.
- Hounam, C. E., Kulik, M. S., Palmer, W. C. and Rodda, J. (eds.), 1975: *Drought. and agriculture*. WMO Tech. Note, No. 138.
- Karl, T. R. and Quayle, R. G., 1981: The 1980 summer heat wave and drought in historical perspective. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2055—2073.
- Karl, T. R. and Koscielny, A. J., 1982: Drought in the United States: 1895—1981. *J. Climatology* 2, 313—330.
- Karl, T. R., 1983: Some spatial characteristics of drought duration in the United States. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 1356—1366.
- Karl, T. R., 1986: The sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-index to their calibration coefficient including potential evapo-

- transpiration. *J. Clim. Appl. Meteor.* 25, 77—86.
- Katz, R. W. and Skaggs, S. H., 1981: On the use of autoregressive-moving average processes to model meteorological time-series. *Mon. Wea. Rev.* 109, 479—484.
- Klugman, R., 1978: Drought in the upper midwest. *J. Appl. Meteor.* 17, 1425—1431.
- Oladipo, E. O., 1985: A comparative performance analysis of three meteorological drought indices. *J. Climatology* 5, 655—664.
- Palmer, W. C., 1965: Meteorological drought. *U. S. Weather Bureau, Res. Paper*, No. 45.
- Palmer, W. C., 1968: Keeping track of crop moisture index. *Weatherwise* 21, 156—161.
- Rao, A. S. and Subramaniam, A. R., 1986: An analysis of drought in Maharashtra by a modified Palmer's approach. *Mausam* 37, 377—384.
- Sakamoto, C. M., 1978: The Z-index as a variable for crop yield estimation. *Agric. Meteor.* 19, 305—314.
- Skaggs, R. H., 1975: Drought in the United States, 1931—1940. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.* 65, 391—402.
- Skaggs, R. H., 1978: Climatic change and persistence in Western Kansas. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.* 68, 73—80.
- Skaggs, R. H., 1980: Persistence and climatic change. *Geographical analysis* (Ohio State Univ. Press) 12, 189—195.
- Skaggs, R. H., 1987: Drought in the North Central United States. In „Identifying and coping with extreme meteorological events”. (eds.: E. Antal and M. H. Glantz), Hungarian Meteorological Service, Budapest, 111—137.
- Swerman, R. R., Baker, R. H. and Skaggs, R. H., 1987: Minnesota drought. *Spec. Rep. No. 15*, Univ. Minnesota.
- Walsh, J. E., Richman, M. B. and Allen, D. W., 1982: Spatial coherence of monthly precipitation in the United States. *Mon. Wea. Rev.* 110, 272—286.
- Wilhite, D. A., 1983: Government response to drought in the United States: with particular reference to Great Plains. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 40—50.
- Wilhite, D. A. and Glantz, M. H., 1985: Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water Int.* 10, 110—120.
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 94. évf. 4. szám. 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 4. Jul—Aug 1990, Budapest*

## Kukoricaállomány mikroklímájának szimulációja

HUNKÁR MÁRTA

*Központi Meteorológiai Intézet Agrometeorológiai Kutatóállomása  
H—8361 Keszthely, Pf. 80.*

A dolgozatban a növényállományon belüli energiakicszerelődési folyamatok leírása alapján készült szimulációs modellt ismertetünk. Összehasonlítjuk egy adott napra vonatkozóan a modell által számított és az általunk mért meteorológiai elemek értékeit. Rámutatunk arra, hogy a nem túlságosan nagyméretű parcellák esetén is számolni kell a sajátos mikroklíma kialakulásával, de ilyenkor a horizontális divergencia figyelembe vétele is szükséges, melyet első közelítésben a turbulens ellenállások csökkentésével értünk el.

\*

*Simulation experiment on crop microclimate of maize.* A brief survey is performed on a crop micrometeorological model based on the processes of energy exchange within the canopy. A simulation experiment is shown. Some results are compared with measured elements. The paper points out that the assumption of horizontal homogeneity of the crop field is not valid when the field is not large enough, although in this case also occurs a special microclimate inside the canopy. Decreased turbulent resistance gives better approach.

### Bevezetés

A természetes és a mezőgazdasági növénykultúrák mint növényállományok mikroklímájának tanulmányozása az ökológia tudományának előrehaladtával egyre inkább az érdeklődés homlokterébe kerül. Az ökoszisztéma a talajból és a levegőből magában foglalja azt a részt, amellyel az ott élő szervezetek kölcsönhatásban állnak. Az élőlények környezete, környezetének változása nem független a jelenlévő organizmusoktól. A növényállományon belüli mikroklíma alatt az állományon belüli légtér meteorológiai jellemzőinek rendszerét (a hőmérséklet, nedvességtartalom, szél és egyéb elemek egymással kölcsönhatásban levő együttesét) értjük. Ezek jelentik azokat a közvetlen környezeti tényezőket, amelyek megszabják a növényi produkció alakulásának feltételeit, valamint az együttélő organizmusokra — gombák, vírusok, állati kártevők — is ez a környezeti feltétel bír közvetlen hatással.

A vegetációval borított felszín és a felette lévő levegő közti energiacsere folyamatait Magyarországon is több kutató tanulmányozta. Azok az empirikus vagy módszertani vizsgálatok, amelyek a különböző felszínek sugárzás- és hőháztartásával, valamint a párolgással, evapotranspirációval kapcsolatosak,

lényegében mind érintik ezt a területet. A felszínközeli légtérben a tulajdon-ságok turbulens átvitelével is foglalkozik néhány magyar nyelvű irodalom (*Kissné—Tóth*, 1965; *Tiringer*, 1982; *Weidinger*, 1986).

A növényállományon belüli viszonyok empirikus kutatása az 50-es évek második felébe nyúlik vissza. A martonvásári agrometeorológiai obszervatóriumban jelentős munka folyt ezen a téren (*Kulin*, 1959, 1960). Empirikus kutatásokat a 80-as években már csak kevés helyen végeztek. Ezek közül kiemelkedő a Kossuth Lajos Tudományegyetem Klimatológia Tanszékén folyó munka, melyről *Justyák* (1987) számolt be. A növényállományon belüli sugárzás klímáról is megjelent néhány dolgozat (*Dávid és Morvay*, 1980; *Hunkár*, 1984).

A modellalkotás mind a gyakorlati felhasználást célzó, mind az elméleti jellegű kutatásoknak fontos módszere. A statisztikai összefüggés vizspálatokon alapuló modellek alkalmazása egyszerűbb, kevesebb számítást igényel, de felhasználási lehetősége térben és időben korlátozott. A fizikai folyamatokat szimuláló elméleti modellek többsége nagyteljesítményű számítógépen realizálható (*Goudriaan*, 1977; *Verstraete*, 1985). A mezőgazdasági kutatásban és egyre inkább a gyakorlatban is elterjednek a személyi számítógépek — így jogos az igény, hogy olyan modellek álljanak rendelkezésre, melyek univerzálisak, de viszonylag kis számítógépen is futtathatók. Ennek az igénynek igyekszik megfelelni *Chen* (1984) modellje, melyet az alábbiakban röviden vázolunk.

### 1. A mikroklima modell elméleti alapjai

A növényállományon belüli mikroklima szimulálását célzó modellek, ha számítástechnikai megvalósításukat tekintve különbözőek is, elméleti hátterüket az energiaátalakulás és transzport folyamatok fizikája jelenti. A sematizálásnak igen kényelmes módja, ha a szóban forgó növényállományt rétegekre osztjuk, s egy-egy réteget homogénnek tekintünk. A termodinamika második főtételének értelmében a rétegek állapotát véges számú extenzív mennyiség határozza meg, a tömeg és energiaáramot pedig a megfelelő intenzív mennyiségek gradiensei vezérlik (*Fényes*, 1971). A felszínközeli energiakicserélődési folyamatok más modelljeihez képest jelen esetben azzal az eltéréssel kell számolni, hogy itt minden egyes rétegben az energiának forrása, illetve nyelője van. Meghatározandó a különböző formájú energia forrásának, illetve nyelőjének iránya, intenzitása. Az energiaátalakulás mértéke, az áramlás iránya és erőssége nemcsak a légköri állapotoktól, hanem a növényzet geometriai, fizikai és biológiai sajátosságaitól is függ. Ezért a növényállományokra vonatkozó mikroklima modellek nagymértékben alkalmaznak növényélettani vizsgálatok által megállapított összefüggéseket.

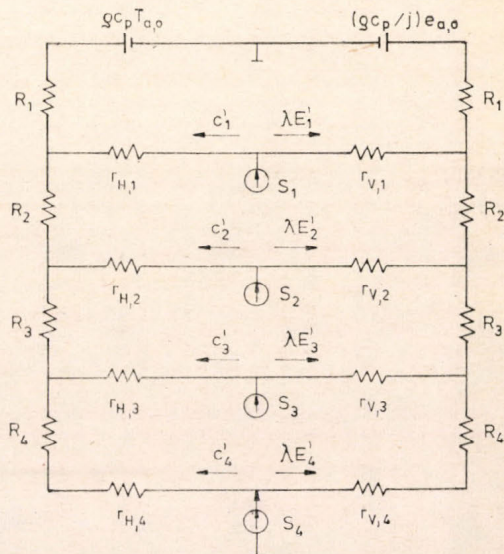
A növényi felszín (levelek) az elektromágneses sugárzással szemben félig áteresztőnek tekinthető, a ráeső sugárzás egy részét visszaveri, egy részét elnyeli, s egy harmadik részét pedig átengedi. A visszaverődés, áteresztés és elnyelődés arányai erősen hullámhosszfüggők. A teljes sugárzási spektrumot a növényállományokkal kapcsolatos vizsgálatoknál célszerű legalább három részre bontani: fotoszintetikusán aktív sugárzás (PAR), a közeli infravörös tartomány (NIR) és a hosszúhullámú tartomány (LW). Nemcsak az egyedi levél, hanem a növényállomány egyes rétegei is hasonlóképpen félig-áteresztőnek tekinthetők. A réteg által elnyelt sugárzást megkapjuk, ha a rétegbe belépő, illetve az abból kilépő sugárzásáramokat vesszük figyelembe,

Az állomány vízszintes irányú homogenitása miatt elegendő a függőleges irányú áramokkal számolni. A rétegen belüli sugárzásgyengülést a Beer törvénynek megfelelően írhatjuk le *Monsi* és *Sacki* (1953) alapján:

$$I/I_0 = \exp(-K \cdot L)$$

ahol  $I$  a kilépő,  $I_0$  a belépő sugárzás intenzitása,  $K$  az elnyelést és szórást jellemző extinkciós együttható,  $L$  pedig az adott rétegben lévő levélfelület.

Az extinkciós együttható eltérő az egyes sugárzási tartományokra, és a megfigyelések szerint a sugárzás beesési szögétől is függ. A modellben a különböző tartományokra vonatkozó extinkciós tényezők paraméterként szerepelnek.



1. ábra. Az energiaátalakulás és terjedés sémája

Az elnyelt sugárzási energia más típusú energiává alakul át. Ez képezi az érzékelhető és a latens hő forrását az adott rétegben. Ha a kilépő energia-áramok összessége meghaladja a belépőkét, akkor a réteg energiámérlege negatív (kisugárzási helyzetben). Az érzékelhető hő ( $C$ ) és a latens hő ( $\lambda E$ ) összege az entalpia ( $H$ ), melynek forrása az adott rétegben az elnyelt sugárzás ( $S$ ). A fotoszintézishez szükséges energia nagyságrendileg kisebb, ezért itt ezt elhanyagoljuk.

$$S_i = H_i$$

$$H_i' = C_i' + \lambda E_i'$$

Az  $i$  az  $i$ -dik réteget jelöli, a ' pedig azt, hogy forrásról van szó. A levegőben az érzékelhető hő és a latens hő az őket meghatározó intenzív mennyiség (a hőmérséklet és a párányomás) gradiensei által meghatározott irányba és sebességgel terjed. Ha van légmozgás, akkor a turbulens átvitel, ha nincs, akkor a molekuláris diffúzió folyamata jellemző.

A növény-levegő réteg hőtárolását elhanyagolhatjuk (pl. a talaj hőtárolásához képest), ezért az egy-egy réteg be- és kilépő energiaáramának különbsége

a rétegben levő forrás vagy nyelő által meghatározott. Az energiaátadás veszteségeit bizonyos ellenállás jellegű mennyiségekkel vesszük figyelembe. (1. ábra) A hőátadással szembeni ellenállást  $r_{h,i}$ -vel, a nedvességnek a rétegbe való bejutásával szembeni ellenállást  $r_{v,i}$ -vel a turbulens átvitelrel szembeni ellenállást pedig  $R_i$ -vel jelölve az elektromos áramkör analógiájára a következő összefüggéseket írhatjuk fel:

$$C_i' = \rho c_p [T_{L,i} - T_{a,i}] / r_{H,i}$$

$$\lambda E_i' = (\rho c_p / \gamma) (e_{s, T_{L,i}} - e_{a,i}) / r_{v,i},$$

ahol  $\rho$  a levegő sűrűsége,  $c_p$  az állandó nyomáson vett fajhője,  $T_{L,i}$  a növény hőmérséklete,  $T_{a,i}$  a levegő hőmérséklete,  $\gamma$  pszichrometrikus konstans,  $e_{s, T_{L,i}}$  a növényhőmérsékletéhez tartozó telítési gőznyomás,  $e_{a,i}$  a tényleges gőznyomás. Az  $r_v$  és  $r_H$  közti különbség a sztómaellenállásnak tudható be.

$$r_s = r_v - r_H.$$

Az egyes rétegek közti energiaáramokat a turbulens ellenállás figyelembe vételével kapjuk:

$$C_i = \rho c_p (T_{a,i} - T_{a,i-1}) / R_i$$

$$\lambda E_i = (\rho c_p / \gamma) (e_{a,i} - e_{a,i-1}) / R_i.$$

$C_i$  és  $E_i$  ugyanakkor a legelső  $n$ -edik rétegtől az  $i$ -edik rétegig a megfelelő források összege:

$$C_i = \sum_{j=n}^i C_j' \quad , \quad E_i = \sum_{j=n}^i E_j'.$$

Az  $i$ -dik rétegben a léghőmérséklet átlagos értéke  $T_i$ .

$$T_i = T_{i-1} + C_i R_i / \rho c_p.$$

A páryanomás az  $i$ -dik rétegben:

$$e_i = e_{i-1} + \lambda E_i \cdot R_i / (\rho c_p / \gamma).$$

Az  $i$ -edik rétegben lévő levélzet hőmérséklete:

$$T_{L,i} = T_i + (C_i - C_{i-1}) \cdot r_{H,i} / \rho c_p.$$

A modell alapvető egyenleteiben szereplő ellenállásokat (hőátadással szembeni ellenállás, sztómaellenállás, turbulens ellenállás) egy aerodinamikai almodell számítja. Az almodell figyelembe veszi a levelek átlagos szélességét, sűrűlási együtthatóját, valamint a hőmérsékleti rétegződés alapján számított stabilitási viszonyokat és a szélesség referenciaszinten mért értékét és függőleges eloszlását.

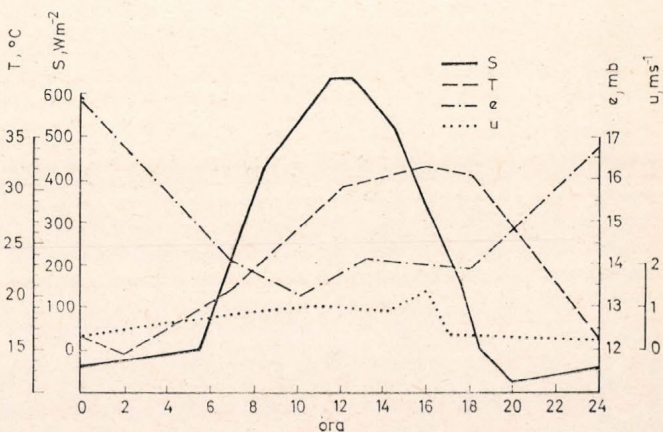
A növényállomány legelső rétege a talajfelszínnel határos, a gyökérzóna pedig a talajban helyezkedik el. A talaj nedvességi állapota és hőmérséklete a növény vízfelvétele szempontjából cseppet sem közömbös. A vízfelvétel, majd vízleadás pedig a latens és érzékelhető hő arányára van hatással.

A talajnedvesség jellemzésére a vízpotenciált használjuk, ennek egy napon belüli változását nem veszi figyelembe a modell. A talaj hőforgalmának számításánál a talaj hőfizikai tulajdonságainak ismeretében a talajfelszín sugárzási mérlegéből indulunk ki. A talaj hőtárolása azonban jelentős, így a kezdeti időpillanatra ismerni kell a talajhőmérséklet függőleges eloszlását a felső 50 cm-es rétegben.

## 2. Szimulációs kísérlet

A szimulációs kísérletet 1988. július 27-re végeztük el. A referenciaszint magassága 5 m. A mérőoszlop kukoricaállományban állt, a Keszthelyi Agrometeorológiai Kutatóállomás kísérleti parcelláján, melynek területe 1500 m<sup>2</sup>.

2. ábra. Az állomány felett mért meteorológiai elemek értékei 1980. július 27-én:  $S$  sugárzás-egyenleg,  $T$  hőmérséklet,  $e$  párányomás,  $u$  szélesség



*Meteorológiai adatok.* A 2. ábrán az aktív felszín sugárzási egyenlegének napi menete, valamint a referenciaszinten mért hőmérséklet, párányomás és szélesség napi menete látható. Ezek a modell bemeneti adatkészletéhez tartoznak. A kezdeti nulla órára a rétegződés stabilitását jellemző Monyin—Obuhov paraméter becsült értéke: 0,01 m.

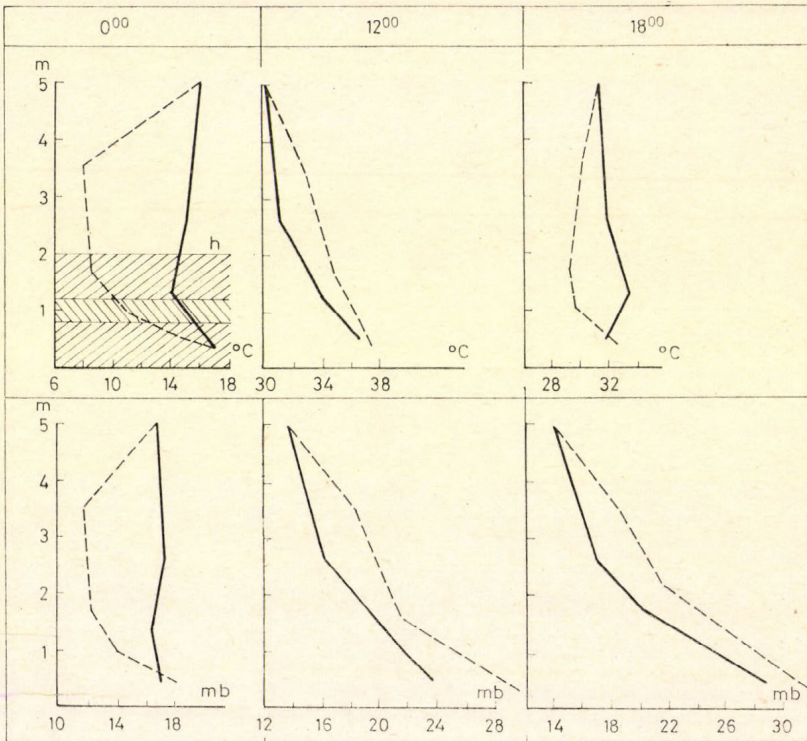
*A növényállomány jellemzése:* magasság (h): 2 m; levélterület index (LAI) = 2,68; a levélterület függőleges eloszlása parabolikus, az egyes rétegek vastagságát úgy határozzuk meg, hogy azokba egyenlő levélterület jusson. Az első réteg a referenciaszint és az állomány teteje közti rész: 3 m, a második réteg 0,74 m, a harmadik 0,52, a negyedik réteg ugyancsak 0,74 m. A levelek átlagos szélessége: 0,05 m. A további növényi paramétereket a vonatkozó irodalomból (Chen, 1984) vettük át.

*A talaj jellemzése.* A talaj Ramann-féle barna erdőtalaj, az adott napon rendkívül száraz volt. A felső 1 m-es rétegnedvesség tartalma száraztömeg %-ban: 9%, ezt átszámítva vízpotenciálra: -10 bar, a hővezetési együttható:  $1,3 \text{ J m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ , a térfogatos hőkapacitás:  $2 \cdot 10^4 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ , a talajrögök átlagos átmérője: 0,05 m, a talajfelszínen áthaladó energiaáram-sűrűség 0 órára becsült értéke:  $-30 \text{ W m}^{-2}$ . A talaj felső rétegének hőmérsékleti profilja 0 órakor 2 cm: 23,3 °C, 5 cm: 24,3 °C, 10 cm: 26,4 °C, 20 cm: 28,2 °C, 50 cm: 27 °C.

A modell által számított kimeneti adatok közül az áttekinthetőség végett csak néhányat emelünk ki: a léghőmérséklet és a párányomás profiljait (ezeket

össze tudjuk vetni mért értékekkel). Bemutatjuk továbbá a transpiráció, a CO<sub>2</sub> asszimiláció és a harmat napi összegeit.

A 3. ábrán a léghőmérséklet és a párányomás mért, illetve számított értékeit mutatjuk be. A 3. ábra első részén feltüntettük az állomány rétegeit. A mért és a számított értékek közti eltérésnek számos oka lehet. Feltűnő a 0 órás profilok jelentős eltérése a mért értékektől. Ez valószínűleg a kezdeti értékek



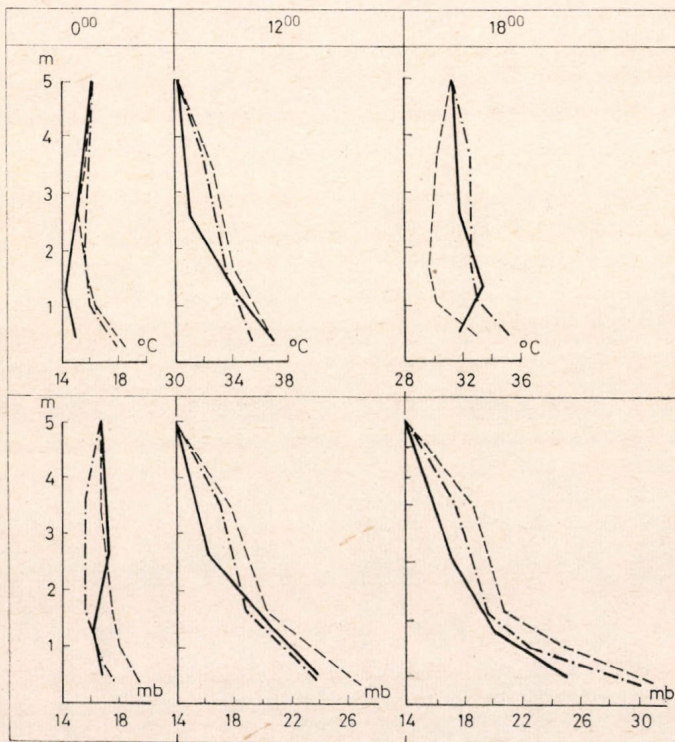
3. ábra. A mért (—) és számított (---) hőmérsékleti (°C) és párányomás (mb) profilok

becslésének hibájából fakad. Különösen a Monyin—Obuhov paraméter megadása kritikus. Az első futásnál  $M-O = 0,01$  volt a kezdeti érték, ami stabil rétegződést jelent. A számított gradiensek így viszont igen nagyok — a referenciaszint alatt jelentős az inverzió. Megváltoztatva az  $M-O$  paraméter kezdeti értéket —  $0,01$ -re — ami labilisabb rétegződést jelent — a számított gradiensek kisebbek lettek és a valóságot jobban közelítik. A kezdeti érték hatása a későbbi időpontokban már nem jelentős. További oka lehet az eltéréseknek az, hogy a kísérleti parcella mérete kisebb annál, mintsem a horizontális homogenitás korlátozó feltétele jól teljesülne, vagyis a valóságban nemcsak függőleges, hanem vízszintes irányú átkeverődéssel is számolni kell. Ez lényegében a turbulens ellenállások csökkenését jelenti, aminek következtében az intenzív állapotjelzők gradiensei kisebbek lesznek.

A turbulens ellenállások 20%-os és 40%-os csökkentésével is lefuttattuk a modellt. Ennek hatását a hőmérsékleti profilokban, valamint a párányomás profiljait a 4. ábra szemlélteti. Tekintettel arra, hogy a horizontális divergencia

a nap folyamán változó lehet, valamint, hogy az egyes rétegekre vonatkozóan is lehetnek különbségek — figyelemre méltó, hogy a turbulens ellenállások csökkentésével jelentős javulás tapasztalható a hőmérsékleti és nedvességi profilokban.

A horizontális átkeveredés mértékét jellemezheti pl. a közelben lévő (a növényállomány szélétől 50 m-re) a hőmérőházikóban csupasz talajfelszín



4. ábra. A hőmérsékleti (°C) és párányomás (mb) profilok: ——— mért értékek, — — — 20 %-kal csökkentett, és — . — . — 40 %-kal csökkentett, turbulens ellenállással számított értékek

felett 2 m-rel mért és az állomány fölött közvetlenül 2,6 m-en mért hőmérsékletek különbsége, ami a bemutatott időpontokban az 1. táblázat szerint alakult. Ha kicsi a különbség abszolútértéke, ez azt jelenti, hogy éppen nagy a horizontális átkeveredés. 18 órakor pl. azonos értéket mértünk, s ekkor a nagyobb mérvű, 40%-os turbulens ellenállás csökkentéssel kaptunk jobb közelítést

#### 1. TÁBLÁZAT

A meteorológiai állomáson (M) és a növényállomány felett (N) mért hőmérsékletek, °C  
(Keszthely, 1988. július 27.)

Időpont	M	N	$\Delta T$
0	16,9	14,8	2,1
12	30,8	32,5	-1,7
18	32,6	32,6	0,0

0 órákor viszont, amikor a különbség 2,1 °C volt a 20%-os ellenállás csökkentéssel is jó közelítést értünk el.

## 2. TÁBLÁZAT

*Különböző szimulációs kísérletek eredményei (lásd szöveg)*

	A	B	C
Transpiráció	3,87 mm	3,86 mm	3,81 mm
CO <sub>2</sub> asszimiláció	14,77 gm <sup>-2</sup>	14,97 gm <sup>-2</sup>	15,32 gm <sup>-2</sup>
Harmat	0,13 mm	0,11 mm	0,10 mm

Az alábbiakban három szimulációs kísérlet által számított, ún. napi összegeket mutatunk be a transpirációra, a CO<sub>2</sub> asszimilációra és a harmat mennyiségére vonatkozóan (2. táblázat). Az egyes kísérletek csak az alábbiakban térnek el egymástól: Az —A— futásnál az M—O kezdeti értékre 0,01, a turbulens ellenállások az eredeti modellszámítások szerintiek. A —B— futásnál M—O kezdeti értékre —0,01, a turbulens ellenállások 20%-kal csökkentettek. A —C— futásnál M—O kezdeti értéke —0,01, a turbulens ellenállások 40%-kal csökkentettek.

Az adott napra vonatkozóan a meteorológiai adatokból az *Antal* (1968) formulával számított potenciális evapotranspiráció 5,7 mm-nek adódott, míg a relatív talajnedvesség és növénykonstans figyelembe vételével meghatározott tényleges párolgás 3,1 mm volt. A mintegy 20%-os eltérés, tekintettel arra, hogy léptékeiben eltérő módszerekről van szó, nem mondható jelentősnek.

A hetenkénti gyakorisággal végzett tömeg és levélfelület mérésekből számított nettó asszimilációs ráta az adott időszakra 14,07 gm<sup>-2</sup>-nek adódott. Összehasonlítva ezt a modellt által számított 14,7—15,3 gm<sup>-2</sup>-rel, a közelítés igen jónak mondható.

A harmat mennyiségét illetően mérési eredmények nem állnak a rendelkezésre, de a nedvességmérő műszer viselkedéséből arra lehet következtetni, hogy 0 óra és 4 óra között valóban volt harmat.

## 3. Következtetések

A növényállomány fölött mért meteorológiai elemek ismeretében az energiakicserélődés fizikai folyamatait tükröző, az állomány és a talaj sajátosságainak figyelembe vételével készített mikroklíma szimulációs modell jó eszköznek bizonyul annak tanulmányozásában, hogy a környezeti változások milyen hatással vannak a növényállományon belüli mikroklímára és ezen keresztül a növényi produkcióra. Rámutat azokra a területekre is, ahol ismereteink még meglehetősen hiányosak. A jelen dolgozatban bemutatott kísérletek felhívták a figyelmet a horizontális divergencia esetenként jelentős szerepére.

A továbbiakban lehetőség nyílik a különböző típusú növényállományokban azonos és különböző feltételek esetén kialakuló mikroklíma tanulmányozására, melynek ismerete a növényi kártevők populációdinamikai modelljeinek kialakításában szinte nélkülözhetetlen és így alapvetően hozzájárulhat az optimális növényvédelmi stratégiák kidolgozásához.

## IRODALOM

- Antal E.*, 1968: *Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján.* Kandidátusi értekezés, MTA, Budapest.
- Chen, J.*, 1984: *Mathematical Analysis and Simulation of Crop Micrometeorology.* Ph. D. Dissertation, Landbouwhogeschool, Wageningen.
- Dávid A. és Morvay A.*, 1980: A sugárzás spektrális eloszlása kukorica állományban. *Beszámoló, 1978.* Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 152—162.
- Fényes J.*, 1971: *Modern fizikai kisenciklopédia.* Gondolat Kiadó, Budapest.
- Goudriaan, J.*, 1977: *Crop Micrometeorology: A Simulation Study.* Pudoc, Wageningen.
- Hunkár M.*, 1984: Fotoszintetikusán aktív sugárzás behatolása különböző sűrűségű őszi búza állományokba. *Növénytermelés* 33, 305—311.
- Justyák J.*, 1987: Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben. *Időjárás* 91, 131—147.
- Kissné Tóth E.*, 1965: *Turbulens átviteli folyamatok a talajközeli légrétegben.* Egyetemi doktori értekezés. ELTE, Budapest.
- Kulin I.*, 1959: A Martonvásári Agrometeorológiai Observatórium 1957. évi kutatómunkája. *Beszámoló, 1959.* Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 142—149.
- Kulin I.*, 1960: Beszámoló az 1958. évi agrometeorológiai kutatásokról. *Beszámoló, 1960.* Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 131—138.
- Tiringer Cs.*, 1982: A talajközeli légréteg hőmérsékleti rétegződése a szarvasi toronymérések alapján. *Beszámoló, 1980.* Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 331—340.
- Verstraete, M. M.*, 1985: *A Soil-Vegetation-Atmosphere Model for Microclimatological Research in Arid Region.* Dissertation of Doctor of Science, NCAR, Boulder.
- Weidinger T.*, 1986: A talajközeli légréteg néhány jellemzője a szarvasi toronymérések alapján. *Időjárás* 90, 266—281.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 4. szám, 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 4. Jul—Aug 1990, Budapest*

## A talajnedvesség területi eloszlásának meghatározása

STOLLÁR ANDRÁS, TIRINGER CSABA, CSAPÓ PIROSKA  
és SZABÓ TIBOR

*Központi Meteorológiai Intézet  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

A dolgozat keretében olyan új eljárást mutatunk be, amelynek segítségével Magyarország 327 pontjára meghatározható a növények számára felhasználható vízkészlet. A talajnedvesség változását átlagos homok- és vályogtalajra, 50 és 100 cm-es mélységre, valamint kukorica és gabonaállományra határoztuk meg. A meteorológiai paraméterek és az induló talajnedvesség ismeretében számítógép segítségével a vegetáció fejlődése során folyamatosan követhető hazánk területén a talajnedvesség változása. A vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy a számított és a mért értékek jó egyezést mutatnak.

\*

*Determination of the spatial distribution of soil moisture.* In this paper a new procedure is described by means of which the available soil moisture for plants can be determined for 327 points of Hungary. The variations of soil moisture were calculated for average sand and loam soil at a depth of 0.5 and 1 meter, as well as for maize and cereals stands. The variation of soil moisture can be tracked continuously with the help of a computer model during growing season for the territory of the country knowing the meteorological parameters and the starting soil moisture. The values computed seem to be in good agreement with the data measured.

*Bevezetés.* A mezőgazdasági termelés eredményességének egyik lényeges feltétele az, hogy a növények a különböző fejlődési fázisaikban megfelelő mennyiségű vizet kapjanak. A vizet túlnyomórészt a talajból veszik fel, így a talajban lévő vízkészlet ismerete már régóta foglalkoztatja mind a gyakorlati mezőgazdákat, mind a kutatókat.

A talajtani kutatók vizsgálatainak eredményeként már ismerjük a különböző talajféleségek fizikai jellemzőit. Tudjuk, hogy a talajok — kötöttségüktől függően — mennyi vizet képesek tárolni, és azt is, hogy ebből a növények mennyit tudnak felvenni. Ez a víztároló képesség, azaz a vízkapacitás (*VK*) az 1 m-es talajrétegben *di Gléria et al.* (1957) szerint 150—450 mm között változik. Az alacsonyabb értékekhez az igen laza homoktalajok, a nagyobb értékekhez a nehéz, kötött agyagtalajok tartoznak.

A növények számára felvehető vízkészletben (*DV*) lényegesen kisebb a különbség a különböző talajok között, ez ugyanis csak 140—260 mm. A homoktalajok a nagyobb szemcsék miatt, molekulárisan sokkal kisebb vízmenyiséget tudnak úgy lekötni, hogy azt a növények ne tudják felvenni.

A termelők jogos kívánsága annak ismerete, hogy a termőterületükön a különböző talajrétegekben egy adott időben mennyi víz áll ténylegesen a növények rendelkezésére (*TDV*). Ennek megállapítására a legkorrektebb módszer a gravimetriás talajnedvességmérés. Az így végzett talajnedvesség-meghatározás azonban nagyon munkaigényes és ezért nagy területek talajnedvességének gyors meghatározására szinte alkalmatlan.

A kutatások eredményei és a modern számítógépek megjelenése lehetővé tette olyan módszerek kidolgozását, amelyek segítségével a talajnedvesség alakulása folyamatosan követhető különböző növényállományok esetében.

Hazai kutatóink már több ilyen módszert dolgoztak ki, így *Antal* (1968), *Dunay et al.* (1970), *Posza et al.* (1984).

Jelen vizsgálataink során a *Posza et al.* (1984) által kidolgozott módszert alkalmaztuk, mert számos alkalommal bebizonyosodott, hogy az így meghatározott talajnedvesség-értékek közelítik meg leginkább a talajban ténylegesen meglévő vízkészletet.

### *Anyag és módszer*

A talajrétegből a víz egyrészt az evaporáció, másrészt a növények transpirációja következtében távozik. A talaj vízkészletének változását így az evapotranspiráció (*ET*) naponta történő kiszámításával, az alábbi összefüggés segítségével határozhatjuk meg:

$$ET = k \cdot PE \cdot w'$$

ahol

*k* a növény fajtájától függő együttható

*PE* a potenciális evaporáció, és az *Antal* (1968) által kidolgozott összefüggés alapján számítjuk

$$w' = \frac{TDV}{DV/2}, \quad \text{ha} \quad \frac{TDV}{DV/2} \leq 1 \text{ és}$$

$$w' = 1, \quad \text{ha} \quad \frac{TDV}{DV/2} > 1.$$

A módszer segítségével természetesen csak akkor számolhatjuk a talajnedvesség alakulását, ha megfelelő meteorológiai paraméterek állnak rendelkezésünkre. Az Országos Meteorológiai Szolgálat kezelésében 62 olyan meteorológiai állomás működik, amely naponta szolgáltat — a számításokhoz szükséges — csapadék, hőmérséklet és légnedvesség adatokat.

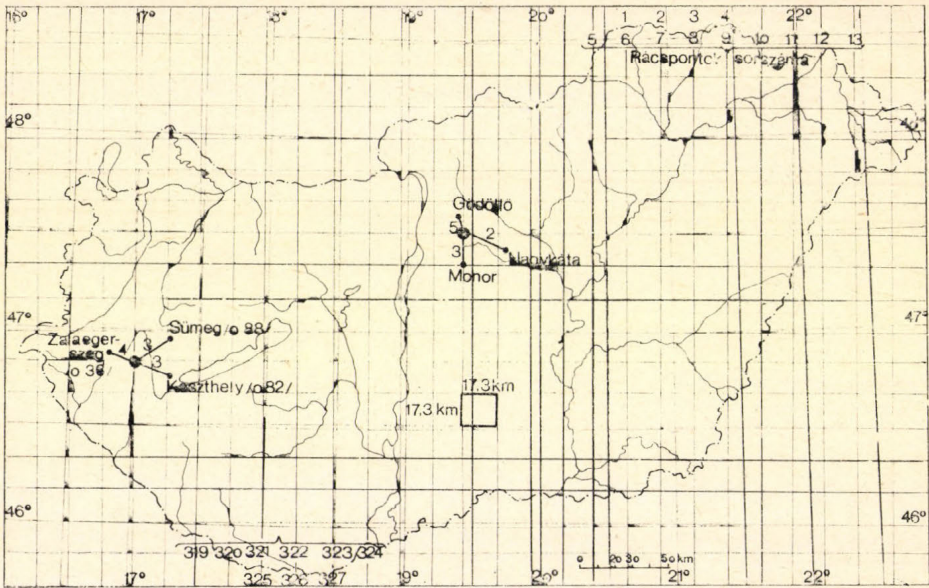
Ugyancsak szükség van az induló vízkészletek ismeretére és a számítások menet közbeni korrigálására. Ehhez az adatokat az Agrometeorológiai Főosztály talajnedvességmérő állomáshálózatának mérései szolgáltatják.

A talajnedvesség-számításokat az ország 327 pontjára (rácspontok) végezzük. A rácspontok meteorológiai paramétereit a környező három meteorológiai állomás adatait figyelembe véve, súlyozva állapítjuk meg. Az összsúly 10 egység (*1. ábra*). A rácsnégyszetek oldala  $17,3 \times 17,3$  km, ami  $300 \text{ km}^2$ -nyi területnek felel meg.

Mivel hazánk területén számos talajtípus található, ezért nem volt célzerű a rácspontokra meghatározni a környék átlagos talaját, hanem minden rácspont esetében kétféle talajtípusra számítottuk a talajnedvesség alakulását.

A növényi tényezőt is figyelembe vettük oly módon, hogy az őszi gabonákra és a nyári vegetációjú kukoricára egyaránt elvégeztük a számításokat.

Az egyik talajtípus a közepes minőségű homok, a másik a középötött vályogtalaj. A homoktalaj 50 cm-es rétegében a *DV* értéket 85 mm-nek, a vályogtalajban 105 mm-nek vettük. A 100 cm-es talajrétegben természetesen ennek kétszeresét használtuk a számításoknál, azaz 170, ill. 210 mm-t.



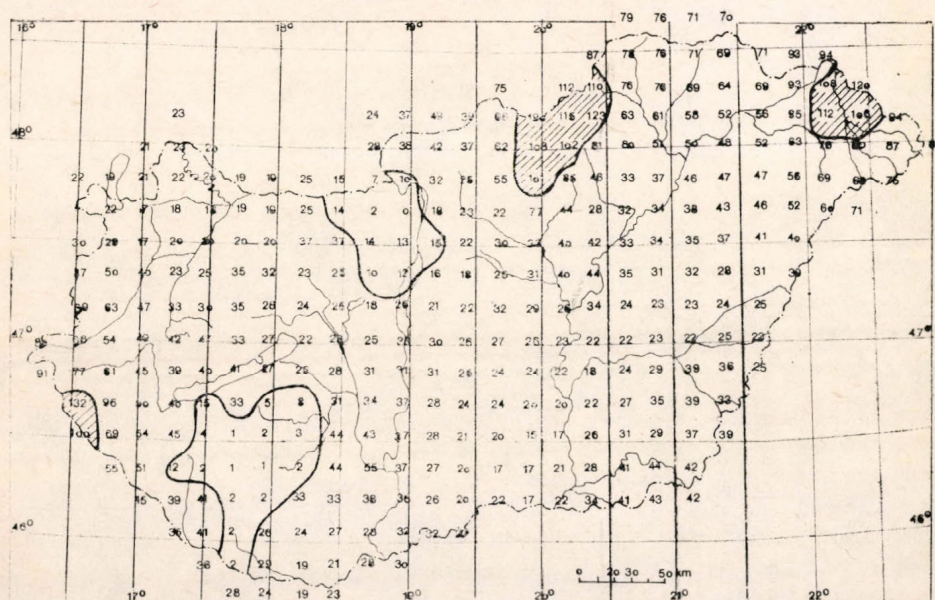
1. ábra. A meteorológiai tényezők súlyozásának módszere, a rácspontokra vonatkozó talajnedvességszámításoknál, valamint a rácspontok elhelyezkedése

A talajnedvességi számítások eredményeit 10 naponként íratjuk ki. A programot úgy írtuk, hogy a számításokat a mindenkori gyorstájékoztatóban megjelenő adatokkal végezzük, majd a klímaállomások bizonylatainak beérkezésével a számítógép a pontos adatokkal újra számolja az elmúlt 10–20 napot. Így a meteorológiai adatokból esetlegesen eredő hibákat később kijavítjuk.

### Eredmények

A számítások indulásakor, március 1-én, a tényleges talajnedvességi értékeket a mérőhálózatunk adatai alapján határozzuk meg az egyes rácspontokra. A talajnedvesség első számított eloszlását ábrázoló térképeket március 10-én kapjuk. Egy-egy kollekció 8 térképből áll, amelyek informálnak bennünket a homok- és vályogtalaj 50 és 100 cm-es rétegében lévő vízkészletről, gabona- és kukorica állomány alatt. A térképen lévő számok mindenkor a különböző talajrétegekben lévő, a növény számára még felvehető (*TDV*) vízkészletet mutatják mm-ben. Ismerve a talajok *DV* értékét, könnyedén kiszámítható a vízhiány, azaz a kiöntözhető vízmennyiség. Minden felhasználó a neki leginkább megfelelő adatokat használhatja fel, sőt talajának ismeretében, gyenge homoktalajokon 10–20 mm-rel kevesebb, kötöttebb vályog- és agyagtalajokon 10–30 mm-rel több vízkészlettel számolhat.

Elgondolásunk helyességét bizonyítják az 1988-as évre visszamenőleg kiszámított talajnedvesség alakulásának eredményei. A sok-sok térképből kiválasztottunk egyet, amely pontosan mutatja azt az ellentmondásos helyzetet, ami az 1988-as év vegetációs időszakának csapadékkellátottságát jellemzi. Az átlagos évektől eltérően 1988-ban nem az Alföld volt a legszárazabb, hanem a Dunántúl egyes területei és Budapest környezete. A talajnedvesség alakulása



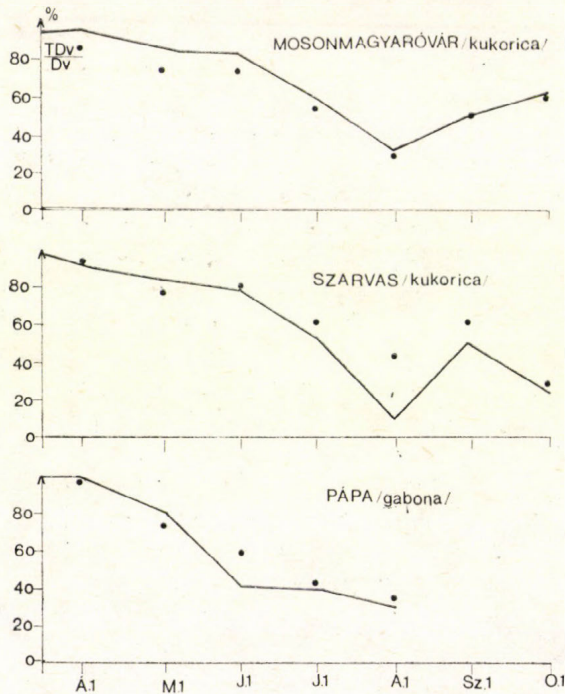
2. ábra. Az 1 m-es talajréteg felhasználható vízkészlete (mm) kukorica állományban, közepkötött vályogtalajon. 1988. augusztus 1.

szépen mutatja azokat a területeket, ahol rendkívül kevés volt a csapadék. Ezeken a száraz vidékeken a kukoricaállományok alatti talajokban elfogyott az 1 m-es talajréteg fölvehető vízkészlete, azaz 1—15 mm között volt, ami a lehetséges 10%-át sem éri el (2. ábra). Hazánk e területein a kukorica terméseredményei messze elmaradtak az országos átlagtól és számos helyen kényszerbetakarítást kellett végrehajtani. Ugyanakkor az ország más vidékein még található nedvesség és egyébként is e területek a köztes időszakban is több csapadékot kaptak, ami a terméseredményeken is meglátszott.

Az elmondottak után felvetődik az a kérdés, hogy a számítási eredmények valóban tükrözik-e a tényleges talajnedvességi állapotokat. Ennek megállapítására összehasonlításokat végeztünk a számított és a hálózatunkban mért talajnedvesség értékek között. Az összehasonlításnál célszerűnek tartottuk azoknak a mérőállomásoknak a kiválasztását, amelyek talajának diszponibilis vízkészlete a számításokban alkalmazotthoz hasonló. Így 1988-ban Mosonmagyaróvár, Pápa és Szarvas talajnedvesség méréseit hasonlítottuk össze a számításokkal (3. ábra). Az ábra függőleges tengelyére a  $TDV$  mm értéke helyett a  $TDV/DV$  %-os arány került. Így realisabb az összehasonlítás, mivel az állomások  $DV$  értéke nem teljesen azonos a számításokban alkalmazottal. Az ábrán látható, hogy a talajnedvesség mért- és számított eredményei az elfogadható hibahatáron (10%) belül vannak. Csupán Szarvason találhatunk nagyobb eltérést augusztus 1-én, ami elsősorban a mérés hibájának tulajdonítható.

Júliusban ugyanis csak 19 mm volt a csapadék, s ez nem elegendő ahhoz, hogy felett kukoricaállományban 50%-os maradjon a felhasználható vízkészlet.

Hasonló összehasonlító vizsgálatokat végeztünk az 1989. évi mérési és számítási eredmények között. Az eredmény ebben az évben is igazolta a számítási módszer használhatóságát. Összesített vizsgálataink alapján megállapít-



3. ábra. A számított talajnedvesség %-os eltérése a mért eredményekhez viszonyítva, 0-100 cm-es talajrétegben

hattuk, hogy a kétféle talajnedvesség meghatározásakor az adatok 11%-ában volt 10%-ot meghaladó eltérés. A nagyobb eltérések mintegy 75%-ában a nedvességmérés eredményét találtuk hibásnak és csak 25%-ában lehetett a számításban a hiba. Ez utóbbinak feltehetően a rácsontra — a súlyozás természetéből eredően — helytelenül megállapított csapadék volt az oka.

#### Következtetések

A cél, amelyet magunk elé tűztünk — az eredmények alapján mondhatjuk — elérhető. Megfelelő számítási módszer, korrektt mérési eredmények és korszerű számítógépes technika segítségével sikerült a talajnedvességet meghatározó olyan eljárás kidolgozása, amely alapján folyamatosan követhető hazánk területén a talajnedvesség alakulása. Az eljárás egyaránt alkalmazható különböző talajtípusokra és különböző növényállományokra. Természetesen az eddig elért eredmények nem jelentik azt, hogy tovább ne lehessen és ne kelljen javítani a módszeren. Különösen az igen változó csapadéktényező mennél pontosabbá tétele lenne leginkább szükséges. Ennek azonban az a legnagyobb akadálya, hogy a 900 körüli csapadékmérő állomásunk adatainak túlnyomó

többségéhez csak a hónap végét követő napokban juthatunk hozzá és így a számításokat csak tetemes késéssel végezhetnénk el.

Ugyancsak meggondolandó, hogy a középköttött vályogtalajok esetében az általunk használt 210 mm-es *DV* értéket 220—225 mm-re emeljük, mert ez inkább jellemző a talajainkra.

Mindez azonban nem jelenti azt, hogy nem haladunk jó úton, mivel a gyakorlat számára régen várt eljárást dolgoztunk ki.

Bebizonyosodott az is, hogy sem a mérés, sem a számítás önmagában nem tudja maradéktalanul kielégíteni az igényeket, a kettő csak együttesen alkalmazható.

#### IRODALOM

*Antal E.*, 1968: *Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján*. Kandidátusi értekezés, Budapest.

*Dunay S., Posza I. és Varga—Haszonits Z.*, 1968: Egyszerű módszer a tényleges evapotranszpiráció és a talaj vízkészletének a meghatározására I. A párolgás meteorológiája. *Öntözéses Gazdálkodás* 6, 39—48.

*Dunay S., Posza I. és Varga—Haszonits Z.*, 1969: Egyszerű módszer a tényleges eva-

potranszspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására II. A tényleges párolgás. *Öntözéses Gazdálkodás* 7, 27—38.

*di Gléria J., Klimes—Szmik A. és Dvoracsok, M.*, 1957: *Talajfizika és talajkolloidika*. Akadémiai Kiadó, Budapest.

*Posza I., Tóth E. és Zárbok Zs.*, 1984: Főbb mezőgazdasági növénykultúrák vízigénye és öntözővízszüksége Magyarországon. *Beszámoló*, OMSZ, Budapest 1987., 172—180.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 94. évf. 4. szám, 1990. július—augusztus  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94. No. 4. Jul—Aug 1990, Budapest*

## A növényállomány felszínhőmérsékletének kapcsolata a meteorológiai tényezőkkel

PÁSZTOR KRISZTINA és SZABÓ TIBOR

*Központi Meteorológiai Intézet  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

Vizsgálataink célja a növényállomány felszínhőmérséklete és az azt befolyásoló meteorológiai elemek közti statisztikai kapcsolatok feltárása volt. Az energiaháztartási egyenletet megfelelő alakra átalakítva elméleti úton bizonyítható, hogy elsősorban a sugárzás, a léghőmérséklet, a légnedvesség és a szélviszonyok befolyásolják a növények hőmérsékletének alakulását. Az elvégzett statisztikai vizsgálatok alátámasztják a fenti megállapítást, és számszerű becslést is adnak az egyes elemek fontosságára vonatkozóan. Ezek alapján megállapítható, hogy jó vízellátottság esetén elsősorban a léghőmérséklet és a telítési hiány determinálja a növény hőmérsékletét, a sugárzás szerepe ezekkel összehasonlítva lényegesen kisebb. Vizsgálataink szerint a szél hatása pedig elhanyagolhatóan csekély.

\*

*Relations between the surface temperature and some meteorological elements.*  
The aim of this work is to reveal the statistical relations between the surface temperature of well-watered canopy and some meteorological elements. Having transformed the energy-balance equation to the adequate form we have a theoretical evidence that first of all the radiation, the air temperature, the air humidity and the wind form the canopy temperature. Statistical investigations support the statement above and give a numerical estimation about the importance of the elements. On the basis of these calculations we should ascertain that in the case of well-watered crop first of all the air temperature and the water pressure deficit determine the canopy temperature the radiance has less part in comparison with the other elements. In our investigations the effect of the wind is negligible.

### 1. Bevezetés

Az agrometeorológiában fontos paraméter a növényállomány felszínhőmérséklete, amely számunkra információkat nyújt annak hő-, ill. vízellátottságáról. A növény felszínhőmérsékletét számos szerző a növény vízstressz mutatójaként használta (*Tanner, 1963; Bartholic et. al. 1972*). A felszínhőmérsékletet az energiaegyenleg megfelelő formájába behelyettesítve lehetőségünk nyílik a latens hőáram, valamint ezen keresztül az evapotranspiráció számítására. Kiindulási egyenletünk az energiaháztartás alapegyenletének következő alakja:

$$R_n = G + LE + H, \quad (1)$$

azaz a sugárzási energia bevétel ( $Rn$ ) egyrészt elvezetődik a talajba ( $G$ ), másrészt fedezi a latens ( $LE$ ), ill. a szenzibilis hőáramot ( $H$ ).

Ezt az alapegyenletet átírhatjuk a következőképpen:

$$LE = Rn - G - \rho C_p (T_c - T_a)/r_a \quad (2)$$

ahol  $\rho$  a levegő sűrűsége ( $\text{kg/m}^3$ ),  $C_p$  a levegő állandó nyomáson vett fajhője ( $\text{J/kgK}$ ),  $T_c$  a növényállomány,  $T_a$  a levegő hőmérséklete ( $^\circ\text{C}$ ),  $r_a$  az aerodinamikai ellenállás a talaj és egy adott referenciaszint között ( $\text{s/m}$ ). Az egyenletben szereplő mennyiségek közül a sugárzásegyenleg mérhető, a szenzibilis hőáram a fenti módon számítható, a talajba pedig a nappali órákban, annak fizikai tulajdonságai függvényében, megközelítőleg a sugárzási egyenleg 15%-a vezetődik el.

A szenzibilis hőáram kiszámításához ismernünk kell a növényállomány felszínhőmérsékletét. Ennek mérése napjainkban a kontaktus nélküli hőmérsékletmérő berendezések megjelenésével vált lehetővé. Ebben a tanulmányban azt tűztük ki célul, hogy minél alaposabban megismerjük a növény felszínhőmérsékletének változásait, illetve azt, hogy annak befolyásolásában mely meteorológiai elemek és milyen súllyal vesznek részt. Az Agrometeorológiai Kutató Osztályon 1987-ben kezdődtek szántóföldi mérések a növényállomány felszínhőmérsékletének infrahőmérővel történő meghatározására vonatkozóan.

Számításaink adatbázisát a Szarvasi Agrometeorológiai Observatórium területén végzett mérések szolgáltatták. A felszínhőmérséklet méréseit KT—24 típusú, adatgyűjtőhöz csatlakoztatható infrahőmérővel végeztük. Az adatgyűjtést 1988. június 16. és augusztus 15. között hajtottuk végre, evapotranszpirációban természetett napraforgó állomány felett 10 méter magasan elhelyezett infrahőmérő segítségével. Ily módon jó vízellátottságú, potenciálisan párologtató növényállomány felszínhőmérsékletét mértük. A számításainkhoz szükséges meteorológiai adatok az observatórium területén működő meteorológiai adatgyűjtőből származnak. Az eredeti két hónapos mérési sorozatból kiválasztottunk 30 olyan napot, amikor az adatok hiánytalanul rendelkezésünkre álltak.

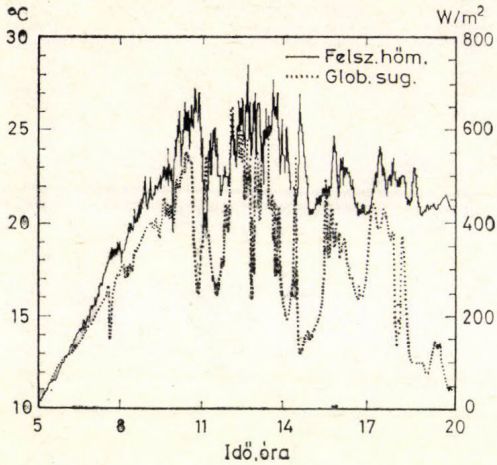
## 2. Az állomány felszínhőmérsékletének vizsgálata

Mint azt már a bevezetőben említettük, számításaink elvégzésekor az energiaháztartás alapegyenletéből indulunk ki. Ebből a felszínhőmérsékletet a következő formában fejezhetjük ki (*Monteith*, 1981):

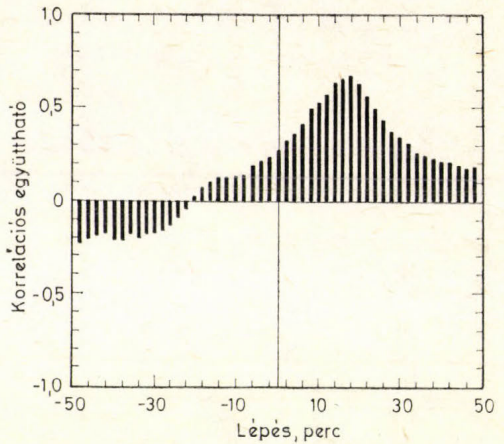
$$T_c = T_a + \frac{(r_a + r_c) (Rn - G)}{\rho \cdot C_p [1 + \Delta/\gamma + r_c/r_a]} - \frac{e_a^* - e_a}{\rho [1 + \Delta/\gamma + r_c/r_a]} \quad (3)$$

ahol:  $r_c$  a növényállomány ellenállása ( $\text{s/m}$ ), a  $\Delta/\gamma$  hányados a hőmérséklettől függő dimenzió nélküli mennyiség,  $e_a^*$  a léghőmérséklethez tartozó telítési gőznyomás ( $\text{hPa}$ ),  $e_a^* - e_a$  mennyiség a léghőmérséklethez tartozó telítési hiány, jelölése VPD. A többi változó jelentése ugyanaz mint a (2) egyenletben volt.

A növényzet felszínhőmérsékletét közvetve, ill. közvetlenül a napsugárzás determinálja. Egyrészt a növényzet elnyeli a beeső sugárzási energia egy részét, másik részét pedig a felszín fizikai tulajdonságainak (szín, nedvességtartalom stb.) függvényében a levegő felé visszasugározza. A helyi és advektív



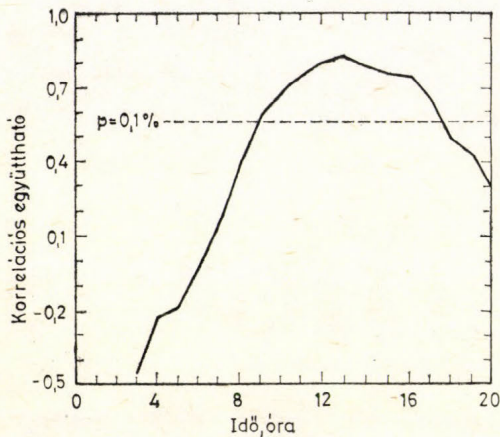
1. ábra. A felszínhőmérséklet és a globál-sugárzás napi menete (1988. június 23).



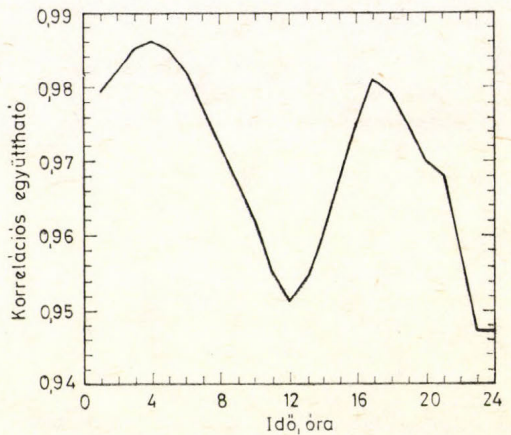
2. ábra. A növény felszínhőmérséklete és a globálsugárzás közötti korreláció

folyamatok eredményeképpen kialakuló léghőmérséklet szintén befolyásolja a növényzet hőmérsékletét. A levegő nedvességi viszonyai is visszahatnak az állomány hőmérsékletére. A (3) egyenletből látható, hogy az állomány felszínhőmérséklete függ a léghőmérséklettől, a sugárzási egyenleg valamilyen konstansszorosától, az aerodinamikai ellenálláson keresztül a szélviszonyoktól és egy nedvesség karakterisztikától, amely esetünkben a telítési hiány, ill. annak konstansszorososa. Megvizsgáltuk, hogy a felszínhőmérséklet milyen szoros kapcsolatban áll ezekkel a meteorológiai paraméterekkel és változásukra mekkora idő elteltével reagál.

Az 1. ábrán a növény felszínhőmérséklete (folytonos vonal), ill. a globálsugárzás (pontozott vonal) napi menetét mutatjuk be 1988. június 23-án. A regisztrátumon jól látható, hogy a felszínhőmérséklet némi késéssel követi a globálsugárzás menetét. Leolvastuk mindkét változó értékeit két percen-



3. ábra. A felszínhőmérséklet és a globálsugárzás közötti korrelációs számítás eredménye



4. ábra. A felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet közti korrelációs számítás eredménye

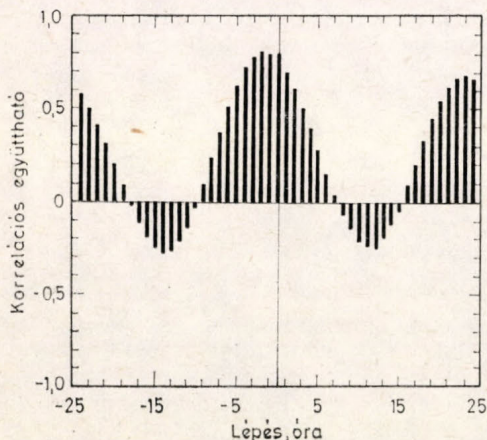
ként, majd elvégeztük rajtuk a keresztkorreláció számítását. Ennek eredményét a 2. ábrán mutatjuk be. A felszínhőmérséklet körülbelül 20 perc elteltével reagál a sugárzás változására, a korrelációs koefficiens ebben az esetben éri el a maximumát. Ez a gyors reakcióidő a levelek kicsiny hőkapacitásával magyarázható. A többi változó esetén csak az óránkénti értékek álltak rendelkezésünkre, ez elegendően jó felbontás, mivel a reakció ideje meghaladja az egy órát. A 3. ábrán az  $r$  korrelációs koefficiens menete látható abban az esetben, amikor óránkénti értékeket használtunk. A két elem legszorosabb kapcsolatot 13 órakor, maximális napállás idején mutat. A szignifikanciavizsgálatot  $F$  próbat statisztika segítségével végeztük el. A kapott  $F$ -értéket összehasonlítottuk a táblázatban szereplő kritikus értékekkel, és így eldöntöttük, milyen szinten szignifikáns a kapcsolat. A 0,1%-os szignifikancia szintet a 3. ábrán bejelöltük. A korrelációs koefficiens kritikus értéke 0,56. A determinációs koefficiens értéke 13 órakor 67,8% ( $n = 30$ ), a lineáris regresszió egyenlete pedig a következő:

$$T_c = 12,2741 + 0,02383 \times R_g.$$

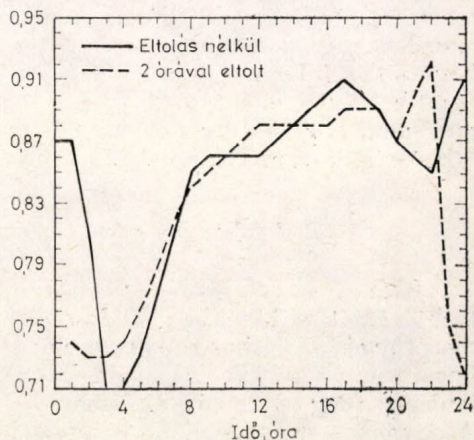
Szabó (1989) vizsgálatai szerint is 13 óra körül reagál legérzékenyebben a felszínhőmérséklet a környezeti hatásokra.

A következő vizsgált meteorológiai paraméter a léghőmérséklet volt. A sugárzást felfogó növényfelszínről a levegőnek átadott hőmennyiség alakítja a levegő hőmérsékletét, ezt az advektív hőcsere módosítja. A léghőmérséklet tehát nagymértékben függ a sugárzás intenzitásától, és a sugárzást felfogó felszín hőfizikai tulajdonságaitól. Robertson lineáris összefüggést állapított meg a növény- és a léghőmérséklet között (Varga—Haszonits, 1977). A két hőmérséklet óránkénti értékei között elvégezve a keresztkorreláció számítását, azt kaptuk, hogy azok szinkronban változnak, és a kapcsolat szorosabb, mint a felszínhőmérséklet és a globálsugárzás között. A 4. ábrán a korrelációs koefficiens menete látható. A kapcsolat a leggyengébb 12 órakor, az  $r$  értéknek két maximuma van hajnali négy, ill. délután öt órakor. Délben a megnövekedett turbulencia és felhőképződés a globálsugárzás ingadozásához vezet, és valószínűleg ez okozza a kapcsolat kismértékű gyengülését.

A levegő nedvességtartalma a párolgási folyamat intenzitásának befolyásolásán keresztül fejti ki hatását a növény felszínhőmérsékletére. Az 5. ábrán



5. ábra. A felszínhőmérséklet és a telítési hiány közötti korreláció



6. ábra. A felszínhőmérséklet és a telítési hiány közötti korrelációs számítás eredménye

a felszínhőmérséklet és a telítési hiány óránkénti értékei között elvégzett keresztkorreláció számítás eredménye látható. Eszerint a két elem változása között közel szinkron kapcsolat van, a telítési hiány legszorosabb korrelációt a két órával korábbi felszínhőmérséklettel mutat. A 6. ábrán a korrelációs koefficiens napi menete látható. Folytonos vonallal jelöltük az eltolás nélküli esetet, pontozottal pedig, amikor a telítési hiányt két órával elcsúsztattuk a felszínhőmérséklethez képest. A vízszintes tengelyen a felszínhőmérséklet észlelési időpontjai láthatók. Az  $r$  korrelációs koefficiens értéke a hajnali óráktól eltekintve a felszínhőmérséklet és a telítési hiány közti szoros kapcsolatra utal. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a két változó között valódi fizikai összefüggés létezik. A léghőmérséklet és a telítési hiány között szoros kapcsolat van, növekvő hőmérséklet mellett a telítési hiány nő. Amint azt láttuk, a felszínhőmérséklet és a léghőmérséklet között szoros korreláció áll fenn. Ezért valószínű, hogy a felszínhőmérséklet és a telítési hiány között nem fizikai, hanem pusztán matematikai összefüggés létezik, és a léghőmérsékleten keresztül van kapcsolat e két elem között.

Mivel a természetben ezek az elemek együttesen alakítják ki a növény felszínhőmérsékletét, hatásukat együttesen is érdemes megvizsgálni. Ehhez három független változós lineáris regresszióanalízist használtunk. Path-analízis segítségével szétválasztottuk az elemek közvetlen hatását, valamint azt, hogy milyen súllyal vesznek részt a közös hatás kialakításában. A következő táblázatban a determinációs koefficiens felbontása látható.

		$R^2$ (%)
$T_a$	közvetlen	178,64
	közös	—51,13
$R_g$	közvetlen	4,88
	közös	13,31
$VPD$	közvetlen	33,08
	közös	—83,07
	$R^2$	95,71

Abban az esetben, amikor az egyes elemek hatása ellentétes irányú, a path-analízis értelmezése magyarázatot igényel. Esetünkben a léghőmérséklet 100%-nál nagyobb determinációs koefficiensre csak arra alkalmas, hogy összehasonlítsuk a többi elemre kapott értékkel. Ez alapján megállapíthatjuk, hogy a felszínhőmérséklet legszorosabb kapcsolatot a léghőmérséklettel mutat. Szintén szoros, ellentétes irányú a kapcsolata a telítési hiánnyal és végül leggyengébb a globálsugárással. Összesen ezzel a három változóval a felszínhőmérséklet varianciájának 95,7%-át tudjuk magyarázni.

### 3. A felszín és a léghőmérséklet különbségének vizsgálata

Számos szerző javasolta a növény vízstressz mutatójának a növény- és a léghőmérséklet különbségét, *Idso et al.* (1981a); *Jackson et al.* (1977). A (3) összefüggésből látható, hogy a növényhőmérséklet és a léghőmérséklet párhuzamosan változik. A növényhőmérséklet és a léghőmérséklet közötti különbség függ a növények sugárzás- és nedvességellátottsági viszonyaitól. A növény a transpirációra fordított hőmennyiség változtatásával szabályozni tudja a hőmérsékletét. Jó nedvességellátottsági viszonyok között a növény- és a léghőmérséklet közötti különbség nem nagy. Szárazság és erős besugárzás

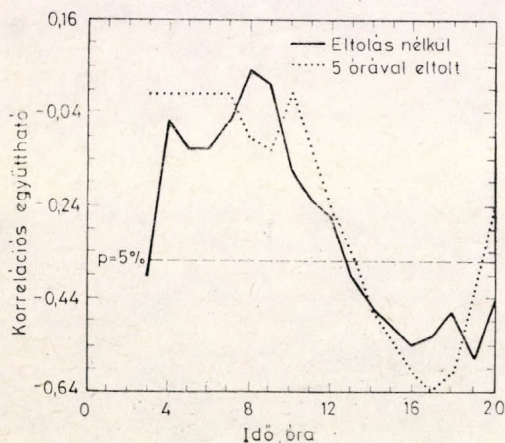
idején ez a különbség jelentősen növekedhet (Varga-Haszonits, 1977). Megvizsgáltuk először a hőmérsékletkülönbség és a globálsugárzás kapcsolatát. A keresztkorreláció számítás azt mutatta, hogy a növény- és a léghőmérséklet különbség legszorosabb korrelációt az öt órával korábbi globálsugárzással mutat. A 7. ábrán feltüntettük az óránkénti korrelációs koefficiens értékeit. Pontozott vonal jelöli azt az esetet, amikor a globálsugárzást elcsúsztattuk a hőmérsékletkülönbséghez képest, folytonos vonal az eltolás nélküli esetet. A vízszintes tengelyen a  $dT$  időpontjait tüntettük fel. Az  $r$  korrelációs koefficiens mindkét esetben délután veszi fel maximumát. Abban az esetben, amikor 5 órával elcsúsztattuk a két változót a determinációs koefficiens értéke 17 órákor 41,16% ( $n = 30$ ). A lineáris regresszió egyenlete pedig a következő:

$$dT' = -1,2636 - 0,00737 \times Rg.$$

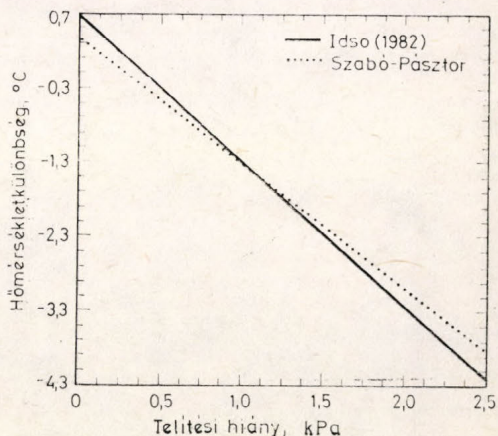
A 7. ábrán feltüntettük továbbá az 5%-os szignifikancia szintet. Az ehhez tartozó  $r$  korrelációs koefficiens abszolút értéke 0,36. Második lépésben megvizsgáltuk, hogyan függ a hőmérsékletkülönbség a nedvességtől, esetünkben a telítési hiánytól. Tapasztalati megfigyelés szerint a növény- és a levegő hőmérséklet különbsége és a telítési hiány közötti kapcsolat néhány jól öntözött növény esetében növény-specifikus lineáris összefüggés, amely független a léghőmérséklettől (Idso, 1982). Ezt mutatta ki különböző viszonyok mellett termesztett növényekre Ehrler (1983) gyapot, Idso et al. (1981b) lucerna, tők és szójában, Hatfield (1983) cirok esetében. A keresztkorreláció-számítás eredménye, hogy a három órával korábbi telítési hiány mutatja a legszorosabb kapcsolatot a hőmérsékletkülönbséggel. Összehasonlítva a szinkron és aszinkron esetben kapott korrelációs koefficiens menetét, azt tapasztaltuk, hogy mindkét esetben 16 óra körül veszi fel a maximumát, ekkor értéke:  $r = -0,96$  ( $n = 30$ ) az aszinkron lineáris regresszió egyenlete pedig:

$$dT = -1,0 - 1,9 \times VPD$$

a telítési hiány mértékegysége kPa). Ugyanezt a kapcsolatot vizsgálta számos kutató mellett Idso (1982) is. A 8. ábrán látható az általa számított regressziós



7. ábra. A hőmérsékletkülönbség és a globálsugárzás közötti korrelációs számítás eredménye



8. ábra. A hőmérsékletkülönbség és a telítési hiány kapcsolata 12 órákor

egyenes a legmagasabb napállás esetén, azaz 12 órakor. Ugyanezen az ábrán feltüntettük az általunk szinkron kapcsolat esetében kiszámított regressziós egyenest. Folytonos vonal jelöli az általa számított regressziót; 58 elemszám esetén a korrelációs koefficiens értéke  $r = -0,98$ , az egyenes egyenlete:

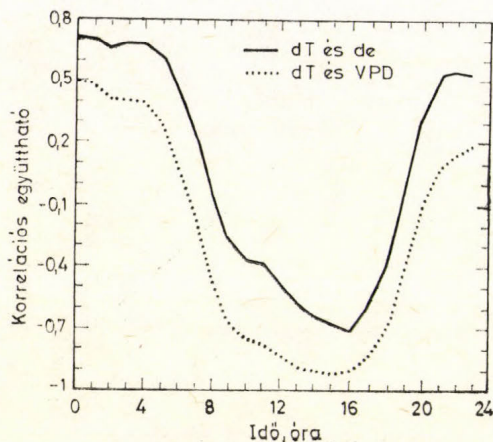
$$dT = 0,66 - 1,95 \times VPD.$$

A konstans hibája: 0,14, a meredeksége 0,054. Pontozott vonallal a saját egyenesünket ábrázoltuk, az elemszám 30, a korrelációs koefficiens  $r = -0,78$ , az egyenes egyenlete:

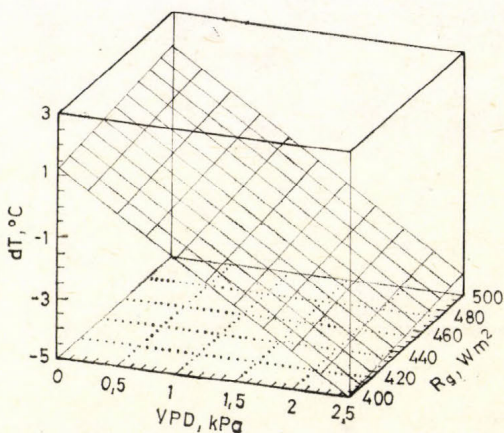
$$dT = 0,38 - 1,68 \times VPD.$$

A konstans hibája 0,503, a meredeksége 0,25. A két egyenes szemmel láthatóan is jó egyezést mutat, valamint a kiszámított hibahatáron belül van az eltérés. Kísérletképpen megvizsgáltuk egy másik nedvesség karakterisztika kapcsolatát a hőmérsékletkülönbséggel:  $de = e_c - e_a$ , amely nem más, mint a növényfelszínre vonatkozó telítési hiány. Hasonló számításokat végeztünk, mint a korábbiakban, és végül megállapíthattuk, hogy a levegőre vonatkozó telítési hiánnyal kapott összefüggések napközben szorosabbak (9. ábra), tehát jó nedvességellátottságú növények esetén helyes, ha a két nedvesség karakterisztika közül inkább a levegőre vonatkozó telítési hiányt használjuk fel a két hőmérséklet mellett a latens hőáram, ill. a növény vízstressz kiszámítására. Végül ismét azt néztük meg, hogy a sugárzás és a nedvesség együtt hogyan hat a kialakuló hőmérsékletkülönbségre. Az óránkénti két független változós regresszióanalízist oly módon végeztük el, hogy figyelembe vettük a megfelelő eltolásokat. Az alábbi táblázatban  $R^2$  felbontása látható, abban az esetben, amikor a függő változó a 16 órai hőmérsékletkülönbség, a két független változó pedig a 11 órai globálsugárzás és a 13 órai telítési hiány.

$R^2$ (%)	
$Rg$ (11)	1,7
$VPD$ (13)	109,8
közös	-19,3
$R^2$	92,2



9. ábra. A hőmérsékletkülönbség függése a levegőre és a növényfelszínre vonatkozó telítési hiánytól



10. ábra. A hőmérsékletkülönbség, a globálsugárzás és a telítési hiány összefüggése

A hőmérsékletkülönbség változásából tehát 92,2%-ot megmagyarázhatunk ezzel a két elemmel. Ebben és a többi vizsgált esetben is azt tapasztaltuk, hogy a globálsugárzás hatása a telítési hiányhoz képest elhanyagolhatóan csekély. A 10. ábrán a két változó hatásfelülete látható 12 órakor. A sík egyenlete:

$$dT = -1,564466 + 0,006963 \times Rg - 2,482 \times VPD$$

A 10. ábra szemléletesen mutatja, hogy nagy telítési hiány és alacsony sugárzási értékek mellett a felszín lényegesen hidegebb a környezetnél, ugyanakkor növekvő besugárzás és csökkenő telítési hiány mellett a két hőmérséklet különbsége csökken. Mivel többváltozós lineáris regressziót alkalmaztunk az egyes elemek egymásra hatása is benne van a kapott összefüggésben.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy eredményeink jó egyezést mutatnak a hasonló jellegű külföldi szakirodalomban leírtakkal. Tehát jó vízellátottságú növényállomány esetén a felszínhőmérsékletet elsősorban a léghőmérséklet és a levegő telítési hiánya determinálja. Mivel ezt a két elemet tudjuk mérni, segítségükkel jó közelítéssel kiszámíthatjuk a növény felszínhőmérsékletét. Ennek ismerete pedig információkat nyújt a növény vízellátottságára vonatkozóan.

A szélre vonatkozóan elvégeztük ugyanazokat a vizsgálatokat, mint az összes többi, korábban bemutatott elemmel. A kapott eredményeket nem közöljük, mivel nem találtunk szignifikáns kapcsolatot a szélesebesség, valamint a felszínhőmérséklet változása között.

#### IRODALOM

- Bartolic, J. F., Namken, L. N. and Wiegand, C. L., 1972: Aerial thermoscanner to determine temperatures of soil and crop canopies differing in water stress. *Agron. J.* 64, 603—608.
- Ehrler, W. L., 1983: Cotton leaf temperatures as related to soil water depletion and meteorological factors. *Agron. J.* 65, 404—409.
- Hatfield, J. L., 1983: The utilisation of thermal infrared radiation measurements from grain sorghum crops as a method of assessing their irrigation requirements. *Irrig. Sci.* 3, 259—268.
- Idso, S. B., 1982: Non-water-stressed baselines: A key to measuring and interpreting plant water stress. *Agric. Forest Meteor.* 27, 59—70.
- Idso, S. B., Jackson, R. D., Pinter, P. J., Jr., Reginato, R. J. and Hatfield, J. L., 1981 a: Normalising the stress degree-day parameter for environmental variability. *Agric. Meteor.* 24, 45—55.
- Idso, S. B., Reginato, R. J., Jackson, R. D. and Pinter, P. J., Jr., 1981 b: Measuring yield-reducing plant water potential depressions in wheat by infrared thermometer. *Irrig. Sci.* 2, 205—212.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J. and Idso, S. B., 1977: Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* 13, 651—656.
- Monteith, J. L., 1981: Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 107, 1—27.
- Szabó T., 1989: Inverz módszer az aktív felszín hőmérsékletén alapuló energia-háztartási egyenlet megoldására. *Időjárás* 93, 115—120.
- Tanner, C. B., 1963: Plant temperatures. *Agron. J.* 55, 210—211.
- Varga-Haszonits Z., 1977: *Agrometeorológia*. Mezőgazdasági Könyvkiadó.

HMELEVCOV SZ. SZ.: Izucsényije klimata pri ispolzovanyii energobalanszovih modelej (Az éghajlat tanulmányozása energiaegyensúlyi modellekkel). Hidrometeoizdat. Leningrád, 1988. pp. 152.

A klímamodellek egyik legnagyobb és legismertebb osztálya az *energiaegyensúlyi modelleké (EEM)*. Mivel a modellhierarchia széles skáláját fogják át, így gyakorlatilag az aktuálisan meglévő számítástechnikai lehetőségekhez igazítva lehet kiválasztani, hogy milyen részletességgel írjuk le velük az *éghajlati rendszert (ÉR)*. Használatuk azért lehetséges, mivel kielégítő eredményt szolgáltatnak, és azért szükséges, mivel egyes problémák vizsgálatához jelenlegi ismereteink és lehetőségeink szintjén a legjobban alkalmazható eszközök. Ezért a könyv témája aktuális és jelentős.

A könyv 5 fejezetből áll. Az első fejezet, amely az „Éghajlat, mint a modellezés tárgya” címet viseli, az ÉR-rel, a sugárzással és a visszacsatolásokkal foglalkozik, kissé aránytalanul. Az ÉR elemei közül a légkört jól rendezetten tárgyalja, sok érdekes adattal, logikusan felépítve közlendőjét; az óceánt röviden tekinti át, míg a krioszférát teljesen mellőzve a kontinensek felszíni tulajdonságait éppencsak megemlíti. A sugárzásról szóló ismereteinket a terjedelmi korlátok között megfelelően foglalja össze, de a visszacsatolásoknál a megemlített 7 db visszacsatolást csak táblázatos, kivonatos formában közli.

A második fejezet konkrét EEM-eket és termodinamikai modelleket (*TM*) tartalmaz. A fejezet bevezetője után — amely az alapvető egyenletekkel ismert meg bennünket — Budiko, Pollard, Adem, North, Petuhov modelljeit, valamint egy-egy szezonális TM-et és EEM-et, illetve egy kétszintes zonális átlagolt EEM-et találhatunk meg.

A könyv legértékesebb fejezetei a harmadik és a negyedik fejezet. A harmadik a TM és az EEM paramétereivel foglalkozik: a direkt napsugárzás, az aktív felszín-légkör rendszer albedója (ezzel különösen részletesen), a hosszúhullámú kisugárzás és a meridionális hő- és nedvességáram esetére. Az alfejezetek több-kevesebb parametrizációt mutatnak be, azokat részletesség, pontosság szerint logikus sorrendbe rakva. A negyedik fejezet az éghajlat érzékenységét vizsgálja különböző tényezők megváltozása esetén. Így megismerhetjük a napállandó, a földpálya, a nedvességekörforgás, a troposzférikus aeroszol és néhány légköri gáz változásaihoz tartozó klímaérzékenységet, és a sztratoszférikus háttérszennyezettség, illetve a vulkáni eredetű sztratoszférikus aeroszol hatását az éghajlatra.

Az utolsó fejezet a statisztikus éghajlatmodellek felépítési elveit és néhány lehetséges változatát (globálisan átlagolt, illetve zonális modellek) közli. A könyvet egy elég részletes (203 eümből álló) irodalmi hivatkozás zárja be.

A mű egészéről elmondhatjuk, hogy sok ismeretanyagot tartalmaz, rövid terjedelemben. A téma iránt érdeklődőknek hasznos olvasmánya lehet. Talán szerencsésebb lett volna a második fejezet helyett (vagy részbeni elhagyással, a néhány „kötelezően” leírt, sok helyütt megtalálható modell ismertetése helyett) a többi részt kicsit részletesebben kifejteni (például az ÉR nem, vagy alig tárgyalt részeit, a visszacsatolásokat, paraméterezéseket stb.): Amellett, hogy a könyvet feltétlenül javasoljuk tanulmányozásra; még megjegyezzük, hogy az általános cirkulációs modellek és az EEM-ek viszonyának bemutatása kissé egyoldalúra sikerült, az utóbbi típus javára.

Szalai Sándor

## A WMO LÉGKÖRI TUDOMÁNYOK BIZOTTSÁGÁNAK ÜLÉSE

1990. április 17-e és 26-a között tartotta meg X. ülését a WMO légköri tudományokkal foglalkozó technikai bizottsága (CAS). A rendezvényre, a Német Szövetségi Köztársaság kormányának meghívását elfogadva, a *Deutscher Wetterdienst* székvárosában, a Majna melletti Offenbachban került sor. A tanácskozásoknak a város egyik nevezetessége, a háborús romjaiból 1985-re újjávarázsolt *Büsing-Palais* nyújtott elegáns otthont. Az ülésen 43 ország 73 delegátusa, valamint a Vatikán és a FAO megfigyelője vett részt; hazánkat *Barát József*, a Központi Légkörfizikai Intézet igazgatóhelyettese képviselte.

A CAS elnökének, *F. Mesinger* professzornak az ülést megnyitó szavai után, az NSZK kormánya részéről *W. Knittel* szövetségi közlekedési miniszterhelyettes, a WMO részéről pedig *G. O. P. Obasi* főtitkár mondott üdvözlő beszédet. Köszöntötte a résztvevőket *K. Weimar*, Hessen szövetségi állam környezeti minisztere, *H. Nickel*, Offenbach város polgármestere, és *H. Reiser*, a *Deutscher Wetterdienst* elnöke. Ezt követően a WMO főtitkára kitüntetésben részesítette *W. L. Godsont* (Kanada) és *R. P. Pearce-t* (Egyesült Királyság) a bizottságban hosszú időn keresztül végzett kiemelkedő munkásságukért.

Az 1986-os szófiai ülés óta végzett munkáról a bizottság elnöke nyújtott áttekintést. Beszámolójában kiemelte azt a súlyponti eltolódást, amely a nyolcvanas évtized második felében a kutatási témák fontosságát illetően világszerte tapasztalható volt: az éghajlat antropogén eredetű melegedésének veszélye, a fokozódó légszennyeződés és a sztratoszférikus ózonréteg ritkulásának tendenciája azokat a vizsgálatokat helyezte előtérbe, amelyek a légköri környezet épségének a jövő generációk számára történő megőrzését hivatottak elősegíteni.

A környezetvédelmi kutatások legfontosabb információs bázisa a *Global Atmosphere Watch* (GAW), amelyet a WMO kormányközi egyezmény alapján 1989-ben kezdett kiépíteni. A GAW alapját az ötvenes évek óta működő globális ózonszennyező rendszer (mai nevén GO<sub>3</sub>OS), vala-

mint a hatvanas években kialakított világméretű háttérszennyeződést figyelő figyelő hálózat (BAPMoN) képezi, és célja, hogy időben tudomást szerezzünk az üveg-ház-gázok légköri koncentrációjának további változásairól, az ózonréteg állapotának alakulásáról, valamint a légköri szennyező anyagok nagytávolságú transzportjáról. A CAS csatlakozott ahhoz a nézőponthoz, hogy a légkör összetételére vonatkozó megfigyeléseknek egyenrangú fontosságúakká kell válniuk a hagyományos meteorológiai paraméterek (pl. hőmérséklet, csapadék) mérésével. Javasolja, hogy a WMO további levegőkémiai állomások telepítésének szorgalmazásával, a meglévő állomások mérési programjának kiterjesztésével, valamint fokozott követelményeket támasztó oktatási és képzési programok szervezésével járuljon hozzá a levegőkörnyezet védelmét célzó nemzetközi tevékenységhez, amelyben továbbra is a vezető szerepet kívánja betölteni.

Az időjárás-prognózisok problémakörét áttekintve, a bizottság megállapította, hogy az elmúlt években a legjelentősebb előrehaladás a négy-dimenziós adatasszimiláció, a regionális időjárási folyamatok modellezése és előrejelzése, az ultrarövidtávú prognosztika, továbbá az objektív interpretációs módszerek kifejlesztése területén volt tapasztalható. A hosszútávú előrejelzések megbízhatóságának javítása érdekében továbbra is tanulmányozni kell a dinamikai és statisztikai eljárások optimális kombinálásának kérdését, a felszíni kényszereknek (elsősorban a tengerfelszín hőmérsékleti anomáliáinak) az évszakos időskálán játszott szerepét, általánosságban pedig a dinamikai előrejelezhetőségek azokat a vonatkozásait, amelyek alapján egy távprognózis bevalásának valószínűsége előre megbecsülhetővé válik. E problémakörhöz kapcsolódva a CAS megelégedéssel nyugtázta numerikus experimentációs munkacsoportjának tevékenységét, amely 1985 óta közösen működik a WMO/ICSU Éghajlatkutatási Világprogram (WCRP) ugyanezen feladatú munkacsoportjával. Ez a tevékenység elsősorban az időjárási és éghajlati modellépítést, az előrejelezhetőség és a klímaérzékenység

vizsgálatát, valamint a speciális GARP-adatbázisok alkalmazásának kérdéseit öleli fel.

Az időjárás módosítás témakörének tárgyalásakor a CAS meghallgatta azokat a pozitív eredményeket, amelyekről a bolgár, kínai, magyar, izraeli és szovjet küldöttek adtak számot. Tudomásul vette hazánk javaslatát, hogy a WMO, jégesőelhárítási infrastruktúrákra építve, nemzetközi kísérletsorozatot kezdeményezzen, és úgy foglalt állást, hogy a magyar — valamint a hasonló bolgár — előterjesztésre alapozni kell, amikor egy gondosan előkészített nemzetközi program tervezésére sor kerül.

A CAS-nak a WCRP-hez kapcsolódó klímakutatási tevékenysége természetszerűleg elsősorban az antropogén hatások elemzésére irányul. Mai ismereteink szerint — a légkört és az óceán 50 m vastag felső keveredési rétegét számításba véve — a szén-dioxid koncentráció megduplázódásával egyenértékű üvegházhatás-növekedés nyomán (amelynek bekövetkezése a jövő század közepe tájára tehető) a globális felszíni középhőmérséklet 2—5 fokkal emelkedne. Hogy ezt a tág intervallumot szűkíteni és az éghajlati jövőképet pontosítani tudjuk, számos tudományos problémát kell még megoldani; ezek közül a legnehezebb-

nek a felhőzet és a sugárzás, valamint a légkör és az óceán közötti visszacsatolási folyamatok megismerésének útja bizonyul.

Végezetül a CAS a légköri határreteg problémáival, a szoláris-terresztrikus kapcsolatokkal, a repülésmeteorológia kutatási igényeivel és bibliográfiai kérdésekkel foglalkozott. Az ülés résztvevői kézhez kapták a készülő nemzetközi meteorológiai értelmező szótár angol/francia kötetének előzetes lenyomatát, amely — mint kiderült — még gondos revízióra szorul. Előkészületben van a kötet spanyol/országi változata is; mielőbbi megjelentetésüket a bizottság egyhangúlag szorgalmazta.

A mandátumok lejártá miatt a bizottság új vezetőséget és tanácsadó testületet választott. A CAS elnöke *D. J. Gauntlett* (Ausztrália), alelnöke pedig *A. D. Moura* (Brazília) lett. Figyelemre méltó eseménye volt a munkabizottsági tagok megválasztása folyamatának az a határozott fellépés, amivel az afrikai és a közel-keleti arab országok nagyobb helyet követeltek maguknak a fejlett országok képviselői mellett. Végül kompromisszumos megoldás született, és az ülés a jó együttműködés hagyományos szellemében zárult.

Götz. G.

## A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET EURÓPAI TERÜLETI BIZOTTSÁGÁNAK (RA—VI) TIZEDIK ÜLÉSSZAKA

(Szófia, 1990. május 8—15)

Az Európai Területi Bizottság (a továbbiakban RA—VI) előző ülése 1986. szeptemberben Pótdamban zajlott le. Az RA—VI. elnöke akkor *L. A. Mendes Victor* (Portugália) lett, alelnöke *E. Jatila* (Finnország). Az elnök 1987-ben tisztségéről lemondott, így *E. Jatila* lett az ügyvezető elnök. (Később az alelnökként levelezés útján megválasztott bolgár *G. N. Milosev* is megvált tisztségétől). Végző soron az ülészak levezetése *E. Jatilára* hárult.

Az RA—VI. 36 tagállama közül 30 küldöttei voltak jelen (Izland, Izrael, Jordánia, Libanon, Luxemburg, Málta nem képviseltette magát). Megfigyelőként az USA, valamint néhány nemzetközi szervezet kültet el szakembereit. Az ülészak összlétszáma 104 volt (ebből 15 a vendéglátó országból). Magyarország képviseletében *Barát József* az OMSZ elnöke, *dr. Ambrózy Pál* az OMSZ Központi Meteorológiai Intézetének igazgatója és *Kapovits Albert* az OMSZ Központi Előrejelző Intézetének igazgatója volt jelen.

Az ülészak színhelye a Nemzeti Kulturpalota Konferenciaközpontja volt, minden igényt színvonalasan kielégített. A WMO

titkársága takarékosági okokból a fordítókat nem utaztatta, hanem telefaxon küldte Genfbe a fordítandó anyagokat.

A megnyitó ülésen részt vett és felszólalt Prof. *V. Andrejev* kulturális és felsőoktatási miniszterhelyettes, *G. Obasi* a WMO főtítkára, *I. Panev* Szófia polgármesterhelyettese, *S. Pancsev*, a Bolgár Tudományos Akadémia elnökhelyettese, egyben Bulgária WMO képviselője, valamint *E. Jatila*. A tárgyalások kezdetben két munkabizottságban folytak, majd plenáris üléseken történt a jegyzőkönyvi rész és a határozatok rögzítése.

### Az ülészak fontosabb témái

*Időjárás-világszolgálat (WWW)*. Úgy határoztak, hogy újra megalakítják az Időjárás-világszolgálat ügyeivel foglalkozó munkacsoportot, azonban az eddiginél több szakértő részvételével, alcsoportok és rapportőrök kijelölésével.

Továbbra is a földfelszíni megfigyelések képezik a megfigyelési alrendszer alapját, melyek nélkülözhetetlenek az úrbá-

zisé-rendszer kalibrálásához és annak üzemzavarai esetén. Ismételtlen rögzítették a földfelszíni megfigyelések tér- és időbeli sűrűségét, azzal, hogy regionális előrejelzések esetén, különösen a magaslégtér megfigyelések terén gyakrabban van szükség magaslégtér szélmérésekre. Amennyiben ezt a tagországok anyagi nehézségeik miatt egyedül nem tudják biztosítani, a technikai segélynyújtási programok révén kell támogatni azokat ebbeli törekvésükben. Továbbra is fontos a tengeri állomások számának növelése és az adatok hozzáférhetősége, kiegészítve azzal a törekvéssel, hogy az Északi-tengeren fix platformon, valamint a Földközi-tengeren mozgó magaslégtér automata állomást üzemeltessenek. Felhívták a tagországokat, hogy segítsék a ma már hozzáférhető ASDAR egységek elterjesztését a nagytávolságot áthidaló légi útvonalakon. Javasolták a CLIMAT és a CLIMAT TEMP állomások hálózatának bővítését a szinoptikus alaphálózatra támaszkodva.

Az úrbázisú megfigyelő rendszer vonatkozásában lépéseket tesznek az ERS-1-hez való szabad hozzáférést illetően. Míg egyrészt elégedetten nyugtázták, hogy a METEOSAT-4 adatközlő rendszer sikerrel beindult, másrészt hangsúlyozták, hogy fel kell lépni annak illetéktelen felhasználása ellen.

Az európai radarhálózat megvalósításával kapcsolatban megállapították, hogy az nagymértékben a megfigyelések automatizálásától és a megfelelő távközlési technikától függ, amelyeket anyagilag, ha másként nem, két- vagy többoldalú együttműködések keretében, támogatni kell. Figyelemmel kell lenni ugyanakkor arra, hogy az adatok illetéktelenek számára ne legyenek hozzáférhetőek.

Az ülésszak fontosnak tartja a mérések megbízhatóságának fokozását. Ezzel kapcsolatban felhívja a tagországok figyelmét az 1990. októberében Davosban rendezendő sugárzásmérő-összehasonlítására.

Örömmel nyugtázták Franciaország ajánlatát egy Trappesban felállítandó regionális műszerközpontra és működtetésére.

A nemzetközi adatfeldolgozó központok újjászervezett rendszerében földrajzi szempontból megerősítették Bracknell-t, Moszkvát, Offenbachot és Rómát. Nukleáris balesetek esetére speciális feladatokra Moszkvát, Párizst és Bracknell ajánlották. Hangsúlyozták, hogy a nemzeti adatfeldolgozó központokban fokozni kell a regionális vagy kisebb léptékű jelenségek előrejelzésére irányuló numerikus előrejelzési gyakorlatot és az ehhez szükséges távközlési eszközök fejlesztését.

Az időjárás megfigyelések jelentésére alkalmazott kódokban több változtatást

is javasoltak és új kódot az úszó bójak adatainak jelentésére. Ez utóbbi bevezetéséről a CBS következő rendkívüli ülése dönt.

A globális távközlési rendszer európai vonalainak jó részén megfelelő sebességgel és korszerű eszközökkel áramlanak az adatok. Ugyanakkor vannak részei továbbra is (Délkelet Európa, Közép-Kelet), ahol a nehézségek nem szűnnek. Általában a fejlődés fokozatosan halad, egyes körzetekben multilaterális együttműködés keretében (Ausztria, Magyarország, Csehszlovákia, Jugoszlávia). A hosszúhullámú fakszimile adások tovább csökkennek (NSZK 1994), és helyüket a műholdakon keresztül továbbított fakszimile adások veszik át (NSZK, Franciaország).

*Éghajlati világprogram (WCP).* Az Éghajlati Világprogrammal kapcsolatban az RA-VI. igen fontosnak tartja, hogy minél több ország vegyen részt az Éghajlatváltozási Kormányközi Testület munkájában (a fejlődő országok számára esetleg anyagi támogatást is elérhető).

Különös figyelmet kell fordítani az éghajlat folyamatos nyomonkövetésére nagy megbízhatóságú éghajlati referenciaállomások és reguláris klímaállomások hálózatának fenntartásával és gondos adatelemzéssel. Fontos, hogy a tagországok éghajlati központjai kísérjék nagyobb figyelemmel az éghajlati anomáliákat, s ezekről készítsenek rövid tájékoztatókat a Climate System Monitoring havijelentés számára.

Európa Éghajlati Atlasza második részének kiadása ügyében (a térképszerkesztés nálunk zajlott le) anyagi fedezet híján továbbblés nem történt, sőt úgy tűnik, a publikálás előbb-utóbb teljesen lekerül a napirendről, hiszen éghajlati információkat is egyre inkább digitális formában célszerű tárolni és tetszés szerinti formátumban megjeleníteni, számítógépes eszközök segítségével. Különösen az európai régióra hárul nagy felelősség az Éghajlati Világprogram kutatási alszektorában. Folytatni kell a numerikus modellezési kísérleteket, az üvegházhatást kiváltó gázok szerepének tanulmányozását. 1992-ben vagy 1993-ban tudományos konferenciát kell szervezni az elmúlt 100 év globális és regionális éghajlatváltozásai fizikai alapjainak feltárására.

*Környezetvédelem.* Nagy figyelmet szentelt az ülésszak a környezeti problémáknak. A közelmúltban létrehozott GAW (Global Atmospheric Watch) program célja az, hogy az éghajlat megváltozására bármilyen változást kifejtő gázok és szennyező anyagok légköri jelenlétének felmérésére és időbeli nyomonkövetésére megfelelő hálózat alakuljon ki. Magját a már régebben létrehozott háttérzennyezettség mérő állomások képezik. Bár Európa e téren vezető helyet tölt be, főleg a perifériális területein nagyon nagy szükség lenne to-

vábbi mérőhelyek telepítésére. A mérendő elemek sorában az ózon kiemelkedő fontosságú. Az ózónmérő műszerek legközelebbi nemzetközi kalibrálására 1992-ben Potsdamban kerülhet sor.

**Alkalmazott meteorológia.** Környezeti problémák kerültek az érdeklődés középpontjába az agrometeorológiai témák tárgyalásánál is: hogy lehetne mérsékelni az ipari létesítmények légszennyező hatását a mezőgazdasági területeken, mit tehetnek a meteorológusok a mezőgazdasági és erdei környezet degradációjának mérséklésére.

Az ülés jegyzőkönyve teljes terjedelemben közli az agrometeorológiai munkabizottság összefoglaló jelentését és ajánlásait a következő periódusban elvégzendő agrometeorológiai vonatkozású feladatokról.

A legfontosabb tengeri meteorológiai témák az alábbiak voltak: éghajlati adatgyűjtés óceáni területekről, korszerű megfigyelő rendszerek, felelősségi területek kijelölése a Földközi-tengerre készülő előrejelzéseknél, a Balti-tenger és a Fekete-tenger éghajlatának tanulmányozása.

A WAFS (Világméretű területi előrejelző rendszer) megfelelően biztosítja a repülés meteorológiai kiszolgálásához szükséges objektív előrejelzéseket. A jövőben kipróbálják terjesztésükre a műholdas távközlést, felhasználva a globális távközlési rendszer műholdas komponenseit, hogy elkerüljék a párhuzamosságot. A repülésmeteorológia területén a szakképzés színvonalának emelésére az ICAO-val közös erőfeszítéseket kell tenni.

**Hidrologia.** Fontos, hogy azon országokban, amelyekben a hidrológiai szolgálatok a meteorológiai szolgálattól függetlenül működnek, az állandó WMO képviselő munkáját hidrológus szakértő segítse. A régióon belül a WMO Hidrológiai Bizottságának tagjai igen aktívak voltak; munkájuk eredményeként sok nemzeti referenciaközpont jött létre a HOMS részeként, jelentés készült a hidrológiai modellekről, létrejött az INFOHYDRÓ és bekapcsolódtak az éghajlati világprogramba. Az RAV-I. megvitatta és elfogadta Jugoszlávia javaslatát, hogy a Duna Bizottság tagországi a hidrológiai adatok fergalmazásánál a globális távközlési rendszert használják és az ottani előírásokat alkalmazzák. Az újjáalakított Hidrológiai munkacsoporton belül számos rapportórt bíztak meg speciális feladatokkal.

**Egyéb témák.** A Világszervezet hosszútávú tárgyalása során többen kritizálták azt, hogy sok benne a redundancia, kevés a konkrétum és a döntéshozók számára nehezen áttekinthető. Javasolták, hogy a jövőben mindössze három részből álljon: alapelvek és célkitűzés, stratégia, végrehajtás (az első kettő igen rövid, az utolsó pedig szükség szerint igen részletes is le-

het). A következő hosszútávú tervhez a fentiekén kívül a Bizottság megállapította a prioritásokat a javasolt programokban. Nagy fontosságot tulajdonít a WMO a szívfonalas közönségszolgálatnak. Ez egyrészt az egyes nemzeti kormányok felé történő információáramlást, másrészt a tágabb értelemben vett nagyközönség tájékoztatását igényli. Mindezekhez sok segítséget nyújtanak a különböző tájékoztató kiadványok, WMO állásfoglalások, és sok más eszköz.

A Bizottság ülésén rendszeresen szereplő „belső ügyek” napirendi pont most különleges jelentőséget nyert azáltal, hogy a Kelet-Középeurópa-i országokban folyó átalakulások és az azokkal kapcsolatban a meteorológia és a hidrológia területén jelentkező problémák megtárgyalását lehetővé tette. Az érintett országok tájékoztatták azokról az ülésszakot. Tájékoztatót kaptunk arról, hogy a Világbank és a Nemzetközi Valuta Alap külön segítséget kíván nyújtani ezen országoknak a térségben. A konferencia bátorította a delegátusokat, hogy tárgyalják fel szolgálataik fontosságát és szerepét, és forduljanak kormányaikhoz, hogy az előbbi segítségnyújtási alapokból a meteorológiai és hidrológiai szolgálatok is részesüljenek. Ehhez a Bizottság kérte a Világszervezet főtárgyalójának támogatását. Ugyanakkor arról is értesült a konferencia, hogy egyes országok közvetlen segítséget is nyújtanak a Kelet-Középeurópa-i országok meteorológiai szolgálatainak (Franciaország).

Ami a Bizottság ülésének lebonyolítását illeti, többen szóvá tették, hogy az ülésszak eredményességének érdekében a következő ülésszak vizsgálják meg a napirend terjedelmét és azt, hogy esetleg csak egyes napirendi pontokat tárgyaljanak meg részletesen, az informatív jellegűeket pedig csak végység tudomásul.

#### *Tisztségviselők megválasztása*

A jelölőbizottság egy-egy főt javasolt az elnöki ill. alelnöki poszt betöltésére. Minthogy több jelölésre nem került sor, a Bizottság titkos szavazás nélkül egyhangúlag *A. Grammelvedt*-et (Norvégia) választotta meg elnöknek és *D. Bacinschi*-t (Románia) alelnöknek az elkövetkezendő négy éves periódusra. A leköszönő ügyvezető elnök nem jelöltette magát, mert a közeljövőben a WMO-ban vállal állást.

Az ülés az európai régió meteorológiai szolgálatai közötti elengedhetetlenül szükséges kapcsolatok továbbfejlesztését hatékonyan elősegítette. Emellett, a hivatalos üléseken kívüli megbeszélések is nagyban hozzájárultak az egységes álláspont kialakulásához.

*Ambrózy P.—Kapovits A.*

## SZERZŐINK FIGYELMÉBE

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolóik, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemleikkel 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:** Aléfmekkel 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 frunk. 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, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65—70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyv cím, 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 színen, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

**Táblázatok:** A táblázatokat 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.

## NOTES TO THE AUTHORS

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. Mészáros Ernő  
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.  
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 135-3500  
Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11.  
Telefon: 122-1285  
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223.  
Felelős kiadó: **Horti József** vezérigazgató  
90-04250 Z—P Formular Kft, Kiskunfélegyháza  
Felelős vezető: **Bodor Béla** ügyvezető igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329