

# IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

94. ÉVF. \* 1. SZÁM \* 1990. JANUÁR—FEBRUÁR

## TARTALOM

<i>Haszpra L.—Molnár Á.—Bácskai Gy.:</i> Ozon-koncentráció mérések Buda- pest külvárosában (angol nyelven)	1
<i>Faragó T.—Dunay S.—Nemes Cs.:</i> Aszályos időszakok egyes meteoro- lógiai és mezőgazdasági—közgazda- sági jellemzői Magyarországon (an- gol nyelven)	10
<i>Horváth Á.—Práger T.:</i> Meteorológiai mezők mezo- $\alpha$ skálájú objektív ana- lízise	23
<i>Kovács E.—Pálvölgyi T.:</i> Kísérlet egy horizontális energiaegyensúlyi és egy vertikális sugárzási konvektív éghajlatmodell összekapcsolására ..	38
<i>Rákóczi F.:</i> A légnyomás és a csapadék havi átlagainak kapcsolata Buda- pesten	47
<i>F. Takács O.:</i> A diffúzió- és globálisugár- zás közötti arány kontinentális lép- tékű területi eloszlása és trendje derült időben	54
Krónika	62

## CONTENTS

<i>Haszpra, L.—Molnár, Á.—Bácskai, Gy.:</i> Ozone observation in suburban Budapest (in English)	1
<i>Faragó, T.—Dunay, S.—Nemes, Cs.:</i> Meteorological and agro-economic aspects of recent drought episodes in Hungary (in English)	10
<i>Horváth, Á.—Práger, T.:</i> A meso- $\alpha$ scale objective analysis for meteoro- logical fields	23
<i>Kovács, E.—Pálvölgyi, T.:</i> An attempt to coupling a horizontal energy balance and a vertical radiative-convective climate model	38
<i>Rákóczi, F.:</i> Correlation between monthly data of atmospheric pres- sure and precipitation measured in Budapest	47
<i>F. Takács, O.:</i> Continental-scale areal distribution and trend of the ratio of clear sky diffuse and global radi- ation	54
Chronicle	62

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 94. \* NO 1 \* JANUARY—FEBRUARY 1990 \* BUDAPEST

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata  
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő — Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Léggörfizikai 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)

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

GÖTZ G. (Budapest)

HAMAN, K. (Warsaw)

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)

SPANKUCH, 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.

Előfizetés: 1 évre 744 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi  
Osztályán, 1024 Budapest, Kötő 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. 1. szám, 1990. január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## Ozone observation in suburban Budapest\*

L. HASZPRA and Á. MOLNÁR

*Institute for Atmospheric Physics  
H—1675 Budapest, P.O.Box 39, Hungary*

GY. BÁCSKAI

*Institute for Public Health  
H—1966 Budapest, P.O.Box 64, Hungary*

Paper reviews the ozone measurements carried out between February and August, 1988 in the suburb of Budapest, at the Institute for Atmospheric Physics. The number of half hour averages above 80 ppb was 39, the absolute maximum was 122 ppb. Besides statistical evaluation of the data (temporal variations, frequency distribution) the meteorological condition of the days with O<sub>3</sub> concentration above 80 ppb are analysed. Majority of the high concentrations was measured when the urban plume covered the measuring station. Using the ozone concentration data measured by the Institute for Public Health near downtown an analysis of the ozone formation in the urban plume is attempted.

\*

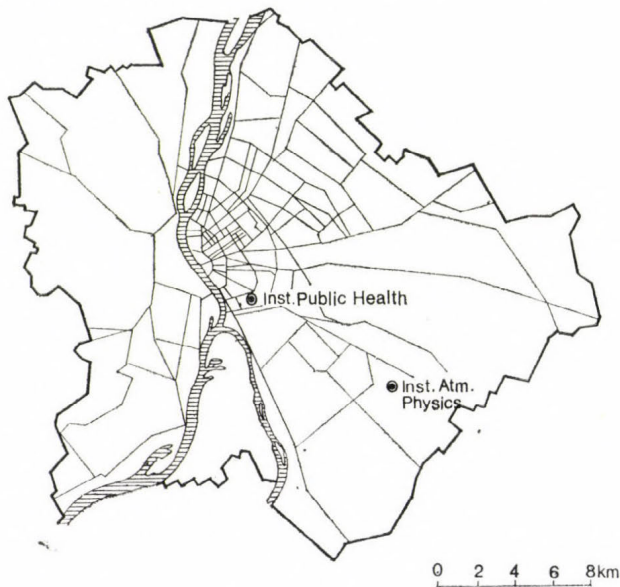
*Ózon-koncentráció mérések Budapest külvárosában. A tanulmány Budapest külvárosában, a Központi Légtérfizikai Intézet területén 1988 februárja és augusztusa között végzett felszínközeli ózon-koncentráció méréseket foglalja össze. Ebben az időszakban a félórás átlagértékek 39 esetben haladták meg a 80 ppb-s szintet, az abszolút maximum 122 ppb volt. A statisztikai elemzések (időbeli menet, gyakoriság-eloszlás) mellett a szerzők bemutatják azon napok meteorológiai viszonyait, amelyeken az ózon-koncentráció meghaladta a 80 ppb-t. A magas koncentrációk többségét akkor mérték, amikor a belváros szennyezőanyag-fáklyája a mérőállomás felett húzódott. A belváros közelében lévő Országos Közegészségügyi Intézet ózon-koncentráció méréseit felhasználva a szerzők megkísérik a városi szennyezőanyag-fáklyában lejátszódó ózonképződés vizsgálatát is.*

*Introduction.* Due to the increasing number of cars on the roads carbon monoxide, nitrogen oxide and hydrocarbon contamination of air is increasing. Through photochemical reactions, intensive solar radiation may produce secondary pollutants from these compounds, some of which are even more dangerous and harmful to human health and environment than their precursors. One of the most typical secondary pollutants is ozone which can be used as an indicator of photochemical air pollution.

Attributed to the increase in the emission of primary pollutants, the ozone concentration in the boundary layer over Europe has doubled since the middle of the last century (see e.g. *Penkett*, 1988). Regional (e.g. *Guicherit* and *van Dop*,

\*Presented on Austro—Hungarian seminar on atmospheric chemistry, Budapest, 27—28 February, 1989

1977; Colbeck and Harrison, 1985; Dechaux *et al.*, 1986) and local scale (e.g. Ball and Bernard, 1978; Vukmirović *et al.*, 1987; Gusten *et al.*, 1988) photochemical smog episodes could be observed more and more frequently during the last 15–20 years. Model calculations (Buitjes *et al.*, 1986) and measurements (Grennfelt *et al.*, 1987) suggest that regional scale photochemical smog episodes can also cover Hungary. The high pollutant emission in Budapest may generate photochemical air pollution in both the city and the urban plume. Unfortunately, the air pollution monitoring network operating in Budapest measures neither the concentration of hydrocarbons nor that of the secondary pollutants like ozone.

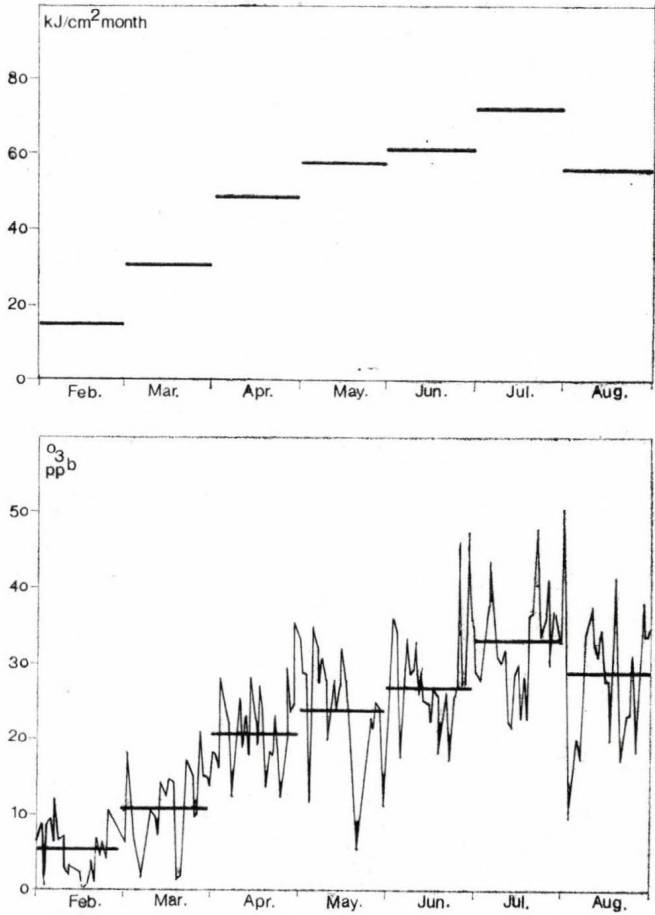


*Fig. 1.* The location of the ozone monitors

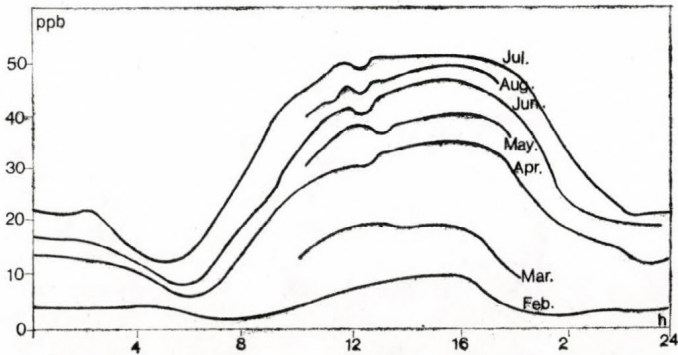
The first ozone monitor (HORIBA APOA-300E — UV absorption) was installed at the Institute for Atmospheric Physics in January, 1988. The institute is located in the suburb, 15 kilometers southeast from the center of Budapest (*Fig. 1*). In April, 1988, another ozone monitor (MONITOR LABS 8410 — UV absorption) was put into operation in Budapest by the Institute for Public Health. It works at the border of the downtown, approximately 3 kilometers from the center of the city in southeast direction. For July and August its data were also available for studying urban plume formation. The ozone monitors were intercalibrated.

### *1. Temporal variation of the ozone concentration*

In *Figure 2* the temporal variation of the daily average ozone concentration at the Institute for Atmospheric Physics from February to August, 1988, can be seen. As ozone is produced photochemically, its concentration runs more or less parallel with the insolation. However, the annual variation in background concentration of ozone may also influence the values measured in the suburb.



*Fig. 2.* The temporal variation of the daily average and monthly average ozone concentration, as well as that of the monthly total global solar radiation at the Institute for Atmospheric Physics



*Fig. 3.* The monthly average diurnal variation of the ozone concentration at the Institute for Atmospheric Physics

Basically, the diurnal variation and the daily maximum of the ozone concentration are also controlled by the intensity of solar radiation (*Fig. 3*). With the time of sunrise the ozone concentration starts to increase earlier in the summer months than in winter or spring. The minimum in the early morning hours is due to the increased emission of reductive pollutants which is caused by the start of work in the factories and the beginning of intensive traffic. The ozone consuming effect of nitrogen monoxide and other primary pollutants cannot be balanced by the weak morning photochemistry.

The strange breaks on the curves around noon (*Fig. 3*) are rather mysterious. As no regular maintenance (e.g. calibration) was done this time of the day, the surprising concentration course should be of external origin. It may be

TABLE 1

Number of half hour averages falling into the given ranges (Percentage distribution is given in parantheses).

O <sub>3</sub> ppb	February	March	April	May	June	July	August
— 10	1061(79.8)	787(54.4)	318(22.1)	339(23.0)	264(18.7)	102(11.2)	300(20.9)
10— 20	237(17.8)	418(28.9)	374(26.0)	307(20.8)	301(21.3)	193(13.4)	265(18.4)
20— 30	31( 2.3)	203(14.0)	375(26.1)	259(17.6)	298(21.1)	320(22.2)	270(18.8)
30— 40		30( 2.1)	281(19.6)	313(21.2)	244(17.3)	257(17.8)	209(14.5)
40— 50		9( 0.6)	88( 6.1)	223(15.1)	151(10.7)	282(19.5)	170(11.8)
50— 60				22( 1.5)	94( 6.7)	97( 6.7)	88( 6.1)
60— 70				10( 0.7)	32( 2.3)	101( 7.0)	108( 7.5)
70— 80					6( 0.4)	25( 1.7)	19( 1.3)
80— 90					5( 0.4)	6( 0.4)	8( 0.6)
90—100					7( 0.5)		
100—110					5( 0.4)		
110—120					2( 0.1)		
120—130					1( 0.1)		
130—							
	1329	1447	1436	1473	1410	1443	1437

the result of some atmospheric dynamic phenomenon which sometimes causes similar variation in the temperature, or the result of unknown local effects.

The frequency distribution of the 30 minutes average values is presented in *Table 1*. In June, July and August there were two days in each month on which the concentration exceeded 80 ppb. The total number of half hour averages between 80 and 100 ppb was 31, the corresponding number for the range of 100 and 120 ppb was 7, while concentration above 120 ppb was observed only once. This absolute maximum was 122 ppb.

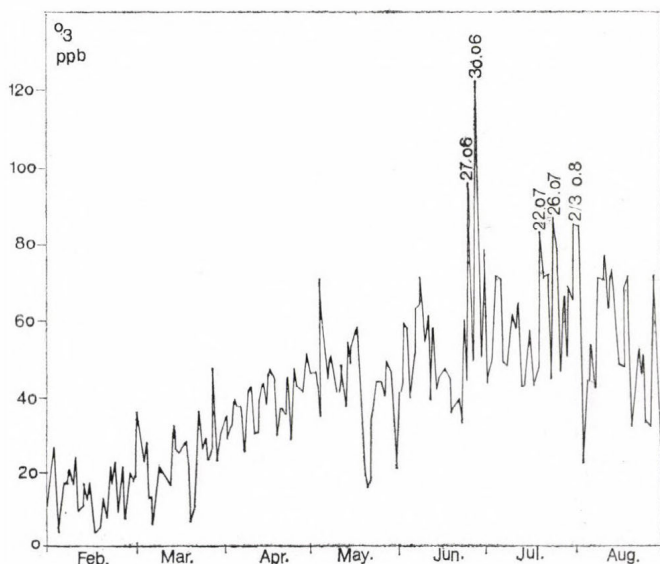
The summer concentration values can be considered high because sometimes they exceed the limit recommended by *WHO* (1987) (75—100 ppb). On the other hand, at several urban regions even higher values are measured (*U.K. Photochemical Oxidants Review Group, 1987; Vukmirović et al., 1987; Gusten et al., 1988*). During the only measuring campaign for ozone at the Institute for Atmospheric Physics before this period, which lasted only three weeks in September, 1979, the maximum half hour concentration observed was as high as 150 ppb (*COMECON, 1979*). In this context the values measured in summer, 1988 cannot be considered particularly high ones.

At the Institute for Public Health the highest concentration measured was only 86 ppb and the number of half hour averages exceeding the 80 ppb level was only 7. This can be explained by the different composition of urban

and suburban air. The air in the city is much richer in reductive, ozone consuming agents than in the suburb. In addition ozone requires some time to form downwind of the main source area.

## 2. Days with elevated ozone concentration

In *Figure 4* the temporal variation of the daily maximum ozone concentration is presented. During 1988 no periods were observed which could be considered as photochemical smog episodes. However, there were six days when the daily maximum exceeded 80 ppb.



*Fig. 4.* The temporal variation of the daily maximum ozone concentration (30 minutes' averages) at the Institute for Atmospheric Physics

*27 June:* Behind a cold front which crossed the country on 23 June, featureless meteorological conditions formed in the Carpathian Basin with hardly any pressure gradient (*Fig. 5a*). Consequently, state of the sky was changeable and light breeze from variable direction was observed. The wind did not blow for a longer period from the center of the city. In the relatively unpolluted air, under the mostly cloudy weather, high tropospheric ozone concentrations could not be formed (*Fig. 6a*). On 27 June from dawn to 3 p.m. the light wind was gradually turning from north to west, so the measuring station (Institute for Atmospheric Physics) was covered by the urban plume until early afternoon. Despite the relatively modest insolation significant amount of ozone was produced in the polluted air.

*30 June:* This day the influence of the urban plume was observed again. The overall meteorological conditions after 27 June were as featureless as before (*Fig. 5b*). However, on 30 June slight but steady northwest wind was observed from early morning. The axis of the urban plume lay over the station. In the clear, sunny weather the ozone concentration was increasing very fast

(Fig. 6b). Sky was clear in the morning but around noon clouds were generated by the intensive convection. At that time temperature stopped increasing and the ozone concentration decreased for a while. Soon the sky became clear again and the ozone concentration culminated in 122 ppb between 2 and 2.30 p.m.

22 July: The period of 20—22 July shows an example for ozone accumulation (Fig. 6c.) During those days the weather in the Carpathian Basin was controlled by the Azores high (Fig. 5c). Under its influence it was mostly sunny

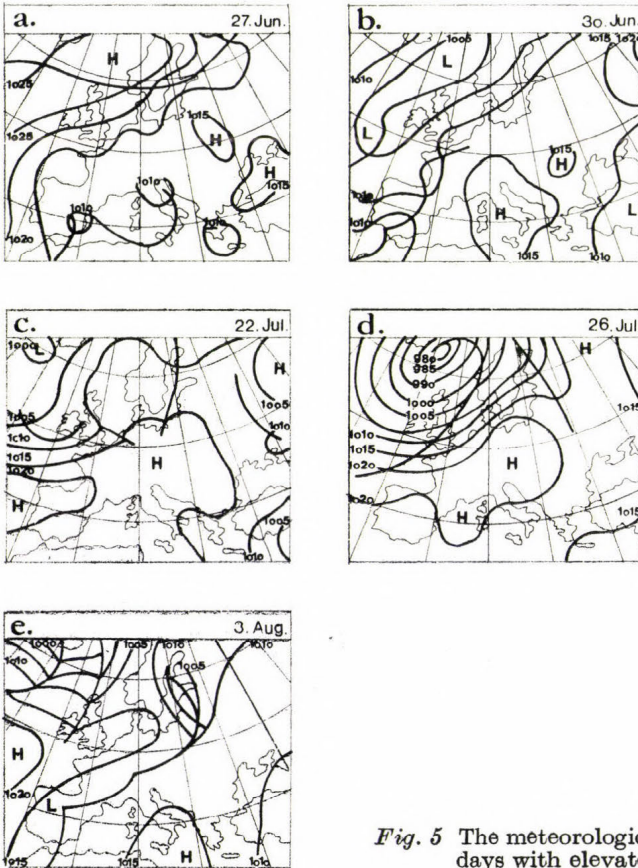


Fig. 5 The meteorological situation at 00 UTC on the days with elevated ozone concentration

with light breeze from northwest. Due to these weather conditions the ozone concentration was getting higher from day to day until a cold front in the evening on 22 July interrupted the accumulation.

26 July: The cold front crossing the country at night 24/25 July was followed by fresh breeze. It mixed the atmosphere well, thus on 25 July hardly any daily variation could be observed in the surface concentration of ozone (see Fig. 6d). By 26 July a weak anticyclonic situation was formed over Central Europe (Fig. 5d). The light breeze carried polluted urban air over the measuring station during all day. The intensive insolation generated rather high ozone concentration in the plume (Fig. 6d). The clear and calm weather persisted on 27 July. However, due to the motion of the ridge the wind direction

changed. The station was covered by the urban plume only in early afternoon. For this reason the ozone concentration could not be as high as on the previous day but it still reached 79 ppb as the daily maximum.

2—3 August: Behind the cold front on 31 July high pressure was built up over Hungary (Fig. 5e). Mostly bright sky and light breeze from southern directions characterized the next two days. Since the air arrived from outside the city, the measurements indicated ozone accumulation in the background

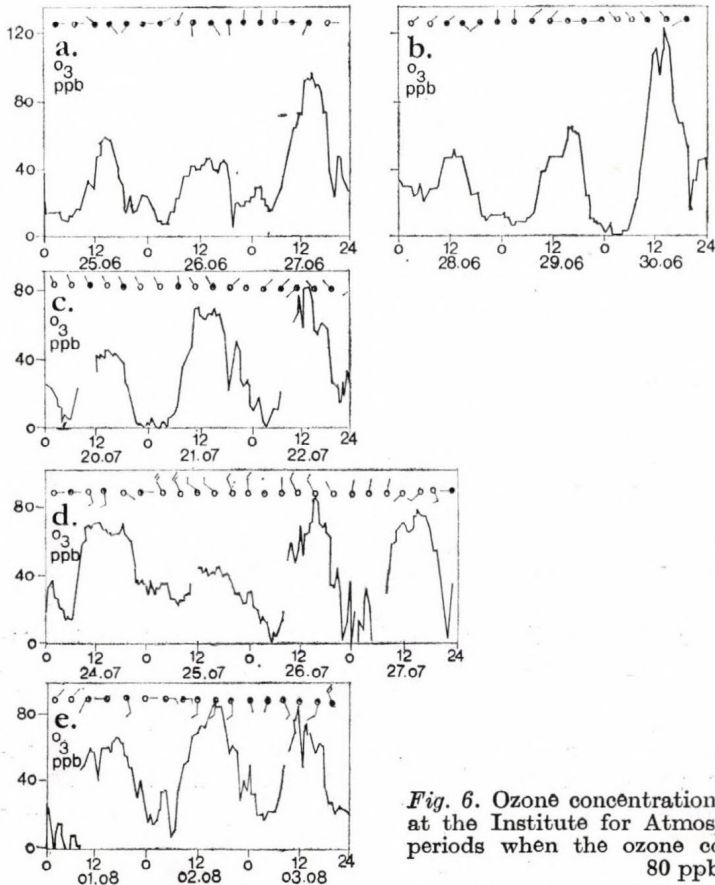


Fig. 6. Ozone concentration, wind and cloudiness at the Institute for Atmospheric Physics during periods when the ozone concentration exceeded 80 ppb

air (Fig. 6e). This accumulation continued till noon on 3 August when the wind got stronger indicating the next cold front.

Taking into account the featureless or calm, anticyclonic weather we do not believe that long-range transport could play a significant role in the formation of high ozone concentration measured. These short term ozone episodes seemed rather local than regional phenomena and, except for 2—3 August, the high concentrations were observed in the urban plume. Ozone accumulation in the background atmosphere may have had an influence on the ozone concentration measured in the urban plume as it could be seen during the period of 22—26 July. However, under certain meteorological conditions the long-range transport of ozone or its precursors can contribute to the formation of elevated ozone levels (see e.g. Ball and Bernard, 1978).

Looking at Figure 6a-e we call the attention to the temporary concentration decreases around noon which could be observed almost every day. Their results are those unexplained breaks in the monthly average diurnal variations presented in Figure 3.

### 3. The urban plume

The ozone formation in the urban plume which is widely observed (see e.g. *Altshuller, 1988; Lifshitz et al., 1988; Varey et al., 1988*) can be further investigated using the data of the two ozone monitors located in Budapest.

On 21 July it was mostly sunny with light breeze from northwest. The background air entering Budapest from northwest crossed the center of the

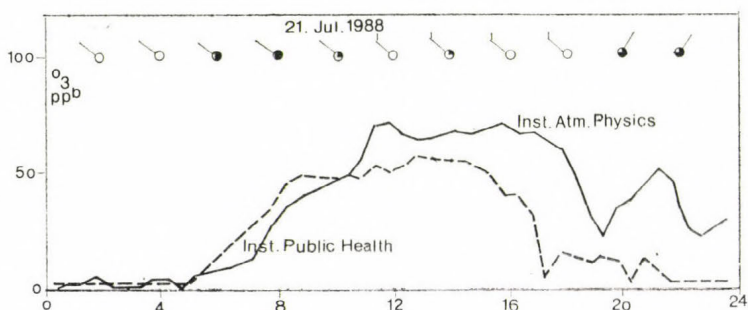


Fig. 7. The daily course of the ozone concentration at the Institute for Public Health and at the Institute for Atmospheric Physics

city, passed over the Institute for Public Health then the Institute for Atmospheric Physics. The ozone concentrations measured at the two sites are presented in Figure 7. Due to the higher precursor concentration the ozone formation is more intensive in the city in the morning than in the suburb. Oxidants like ozone are forming in the urban plume therefore the ozone concentration in the suburb exceeds soon the concentration in the city. The increase of the ozone level in the city is limited by the emission of reductive pollutants like nitrogen monoxide. The reductive species cause the sudden and fast decrease in the urban ozone concentration as soon as the photochemical processes cannot compensate the ozone loss any more. This phenomenon can be observed in the suburb only two hours latter.

The characteristic distance for the formation of the ozone maximum in the plume is 40—100 kilometers from the source area (*Altshuller, 1988; Varey et al., 1988*). Therefore we believe that the ozone concentrations formed in the urban plume can significantly exceed the level measured at the suburban station. Since the high ozone concentration can cause serious plant injury (*Heck et al., 1982; Roberts, 1984; Ashmore et al., 1985*) in agricultural and forest regions around Budapest, more attention should be paid to the urban plume studies.

## REFERENCES

- Altshuller, A. P.*, 1988: Some characteristics of ozone formation in the urban plume of St. Louis, MO. *Atmos. Environ.* 22, 499—510.
- Ashmore, M., Bell, N. and Rutter, J.*, 1985: The role of ozone in forest damage in West Germany. *Ambio* 14, 81—87.
- Ball, D. J. and Bernard, R. E.*, 1978: An analysis of photochemical incidents in the Greater London area with particular reference to the summer 1976. *Atmos. Environ.* 12, 1391—1401.
- Builtjes, P. J. H., Bovenkerk, M. and Zwerver, S.*, 1986: Photochemical oxidants abatement policy and its regional rationale in the Netherlands. *7th World Clean Air Congress*, Sydney, August 25—29, 1986.
- Colbeck, I. and Harrison, R. M.*, 1985: The photochemical pollution episode of 5—18 July, 1983 in North-West England. *Atmos. Environ.* 19, 1921—1929.
- Dechaux, J. C., Galoo, J. C., Apling, A. J., Rogers, F., Peperstraete, H. J., Claes, W., Magdonelle, F. and Zierock, K. H.*, 1986: L'episode européen de „smog“ photochimique de septembre 1982. I. Étude sur le terrain. *Pollution Atmosphérique* 111, 184—189.
- Grennfelt, P., Saltbones, J. and Schjoldager, J.*, 1987: Oxidant data collection in OECD-Europe 1985—87 (OXIDATE). Report on ozone, nitrogen dioxide and peroxyacetylnitrate, April—September 1985. *NILU* 22/87.
- Guicherit, R. and van Dop, H.*, 1977: Photochemical production of ozone in Western Europe (1971—1975) and its relation to meteorology. *Atmos. Environ.* 11, 145—155.
- Gusten, I., Heinrich, G., Cvitas, T., Klasing, L., Ruscic, B., Lalas, D. P. and Petrakis, M.*, 1988: Photochemical formation and transport of ozone in Athens, Greece. *Atmos. Environ.* 22, 1855—1861.
- Heck, W. W., Taylor, O. C., Adams, R., Bingham, G., Miller, J., Preston, E. and Weinstein, L.*, 1982: Assessment of crop loss from ozone. *J. Air Poll. Contr. Assoc.* 32, 353—364.
- COMECON*, 1979: Report on joint field experiment carried out in the frame of program no. 12. of scientific-technical co-operation of COMECON member-countries (in Russian). Moscow.
- Lifshitz, B., Peleg, M. and Luria, M.*, 1988: The influence of medium-range transport on O<sub>3</sub> levels at a rural site in Israel. *J. Atmos. Chem.* 7, 19—34.
- Penkett, S. A.*, 1988: Indications and causes of ozone increase in the troposphere. In *The Changing Atmosphere* (eds.: F. S. Rowland and I. S. A. Isaksen). John Wiley & Sons Ltd., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, 91—103.
- Roberts, T. M.*, 1984: Effects of air pollutants on agriculture and forestry. *Atmos. Environ.* 18, 629—652.
- United Kingdom Photochemical Oxidants Review Group*, 1987: Ozone in the United Kingdom. Interim report prepared at the request of the Department of the Environment. February 1987.
- Varey, R. H., Ball, D. J., Crane, A. J., Laxen, D. P. H. and Sandalls, F. J.*, 1988: Ozone formation in the London plume. *Atmos. Environ.* 22, 1335—1346.
- Vukmirović, Z., Spasova, D., Marković, D., Veselić, D., Vukmirović, D., Stanojević, Č., Popović, M. and Hadžipavlović, A.*, 1987: Some characteristics of oxidant occurrence in the atmosphere of Belgrade. *Atmos. Environ.* 21, 1637—1641.
- WHO*, 1987: Air quality guidelines for Europe. *WHO Regional Publications, European Series* No. 23, WHO Regional Office for Europe, Copenhagen.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 1. szám, 1990. január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## Meteorological and agro-economic aspects of recent drought episodes in Hungary

T. FARAGÓ, S. DUNAY and CS. NEMES

*Hungarian Meteorological Service  
H—1525 Budapest, P.O.Box 38*

Recurrent drought incidences during 1983—1986 are evaluated from a meteorological standpoint and for their agro-economic impacts. The main conclusion is that despite the arguments of some agricultural experts, the period cannot be considered as one of succeeding drought episodes over large areas of the country. Severe drought could be observed in 1983 (primarily, during the growing season), and in 1986 (with significant water deficit in Great Plain areas after August). Whilst these events together with the „cold drought” episode during 1984 have made the four-year period extraordinary to some extent, historical analysis reveals that similar and even much more severe droughts are not implausible with the present regional climate. Review of some adverse effects of these droughts (mainly in the form of climate-induced variability of grain productivity), and the problems of coping with them, give some lessons for the development of the drought research and management, or, in a wider sense, to reduce socio-economic vulnerability to such natural hazards.

\*

*Aszályos időszakok egyes meteorológiai és mezőgazdasági-közgazdasági jellemzői Magyarországon. A dolgozat első része az 1983—1986 közötti időszak ismétlődő meteorológiai aszályaival és azok közvetlen mezőgazdasági hatásaival foglalkozik. E vizsgálatok szerint az ország legnagyobb részén e négy év nem tekinthető egészében aszályosnak. Szélsőséges vízhiány volt megfigyelhető 1983-ban (a vegetációs időszakban), illetve 1986-ban (főképpen augusztus után az alföldi területeken). Bár az 1984-es „hideg aszályt” is figyelembe véve, ez az időszak részben rendkívülinek bizonyult, a megelőző évtizedek megfigyeléseinek alapján, az ilyen vagy akár ennél szárazabb időszakok esetenkénti előfordulása is „normális” jelenségnek tekinthető. Az ilyen esettanulmányokból fontos tanulságok vonhatók le a további aszálykutatók számára, illetve a megfelelő aszálystratégia kidolgozásához.*

„All seasons are the enemies  
of Hungarian agriculture, are they not?”  
(V. Farkas, 1987)

*Introduction.* The four-year period between 1983 and 1986 will not be included among the best for Hungarian agriculture. Rather, these years were remarkable for crop failures or at least, lower than expected yields of the major crops. It is a widespread view among farmers and policy-makers in the agricultural sector that the mediocre harvests were the consequence of an extraordinarily long drought spell that was expressed with varying intensities during that period. „As a matter of fact, we have observed below normal rainfall for the last few years whilst the temperatures were usually above normal” (*Ke-resztényi, 1986*).

From a meteorological point of view, however, only the first year of this four-year spell and the autumn of 1986 can be identified as episodes of moderate-to-severe drought for large areas of the country. Moreover, according to a comprehensive worldwide evaluation of drought incidences (*WMO*, 1986), none of these years were considered drought years in Hungary.

This contradiction is primarily an artifact of definitions. *Wilhite* and *Glantz* (1985) refer to a similar situation in Brazil when an apparent disagreement between policy-makers and the public on the one hand and meteorologists on the other, took place regarding the duration and severity of a drought. It was suggested that the semiarid region of northeast Brazil had been affected by a five-year drought, while the meteorologists noted that only two years of the five-year period could have been classified as drought. Therefore, the adequate definition of drought and formulation of appropriate criteria for its qualification are substantial questions for both meteorologists, and for agricultural experts and decision-makers. In this respect, much perspective can be gained from specific case-studies, i.e., the critical evaluation of particular drought episodes and their adverse impacts.

First of all, we need to characterize the years 1983—86 from a meteorological standpoint with special emphasis on whether these years can be considered as extraordinary for the climatic conditions in Hungary, either separately, or collectively. In other words, like other extreme meteorological events, droughts may be properly classified in historical perspective. Such a treatment was presented by *Karl* and *Quayle* (1981) in order to decide whether the 1980 heat wave and drought across the U.S.A. was an outstanding event. We have analyzed the 1983—86 period for Hungary similarly, making use of various drought indices and including the agricultural response. Even relatively slight yield deficits are usually considered as the effects of drought incidences, whilst the droughts are generally regarded as exceptional or extraordinary events. However, in most cases, the underlying rainfall or even soil moisture deficits can be classified as small natural fluctuations. . . . the long-term laws of nature may and even more, must be taken into account when yield projections are made. Nowadays, these experiences seem to be forgotten" (*V. Farkas*, 1987). Therefore, the occurrence of the drought incidences to a certain degree is a normal feature of climate of a given area.

The paper concludes with a review of some aspects of the climate-related vulnerability of plant cultivation and the elements of drought management, the response of which to the recent droughts seems incomplete. To cope more successfully with this recurring hazard, however, requires continuous monitoring and in-depth study leading to the development of a proper drought strategy. In this respect, we emphasize the importance of critical analysis of specific drought events (in the form of case-studies and case-scenarios) or, in a more general approach, the significance of multidisciplinary research of climate-related impacts.

### *1. Recent drought episodes and their direct agricultural impacts*

Analyzing particular drought periods — or undertaking case-studies — helps us to better understand and predict events and their impacts, as well as to decrease our vulnerability to them. Drought periods are often investigated from these points of views (*Perkey et al.*, 1983; *Glantz*, 1982; *Le Comte*, 1984).

Of course, the investigation of drought is not a novel process in Hungary: *Kéri* (1941) dealt with the problem of quantification of aridity, *Péczeley* (1958) and *Wagner* (1967) did a versatile analysis of meteorological drought. More recently, *Maller* (1983) investigated the macrosynoptic background of dry periods. *Kozmáné* (1984), *Varga-Haszonits* (1985), *Dunay* (1986), *Győrffy* (1988) and *Petrasovits* (1988) described the agricultural features of particular drought events.

Consecutive drought episodes, however, are of much higher significance because of their worsening impact on socio-economic activities.

The drought in 1983 proved to be unusual over an extensive area (*Glantz et al.*, 1987). In Europe, the hot dry summer had a broad effect on the crops. Rainfall for June-July totalled just 30–60% of normal over parts of eastern Europe and much of western Europe (*Le Comte*, 1984).

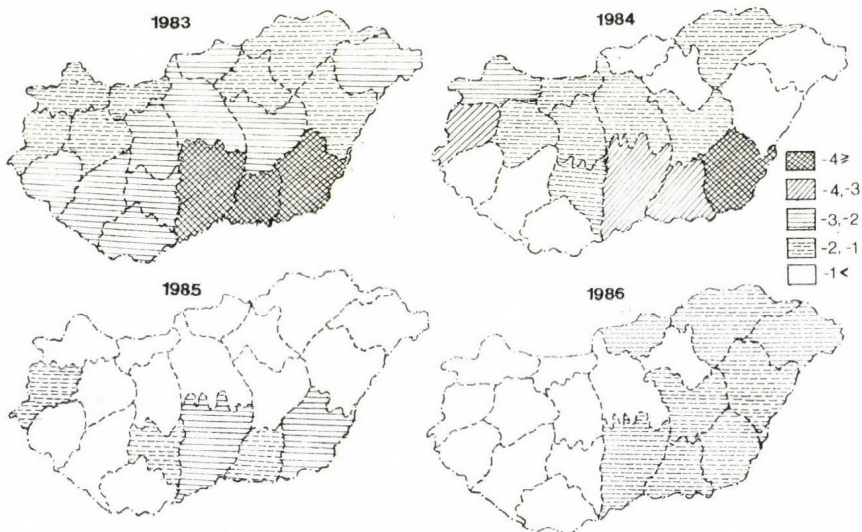


Fig. 1. Palmer drought index averaged over the vegetation seasons of years 1983–1986

1983 was undoubtedly a drought year in Hungary, too. The onset of the dry spell could be observed in the eastern part of the country long before the meteorological spring of 1983, namely, during the autumn of 1982. Later a significant precipitation deficit expanded to encompass almost the whole country. The annual deficit was 200–300 mm in the Hungarian Great Plain and in some parts of Transdanubia. In contrast to the annual precipitation anomaly, the precipitation deficit in the vegetation season was more important in the western and northern parts of Hungary. The Palmer Drought Severity Index (PDSI) suggests that the most severe drought conditions occurred in the southeastern part of the country (*Fig. 1*). (The PDSI has been most recently documented and illustrated for Hungarian data by *Faragó et al.*, 1989).

Dry conditions were at their maximum during the summer. A heat wave hit Hungary in May and lasted until September except for June, which was a little cooler. The high temperatures were accompanied by rainless weather. Certain parts of the country received no rain of more than 5 mm in a period of 40 to 50 days.

Because of the long-lasting dryness, the harvest of the winter cereals began in the first week of June for which there had been no precedent in the past 100 years. In spite of the dry weather, wheat was not infected by fungus *Fusarium*, but the grain shriveling resulted in a country-wide decrease in yields of 6 percent compared to the average yields for the four years. In most drought-affected counties, the yield decreased by 15—20 percent. Maize was significantly affected by drought in July and August, but a short period of high local precipitation that coincided with the kernel development stage encouraged its growth. Compared to the four-year average, the country-wide yield amounted to a loss of 7 percent and was as high as 15—20 percent in some places. Of course, the yield-loss was observed not only in the regions that were rainless in absolute terms but also in those areas where the precipitation amount was relatively low compared to the average precipitation.

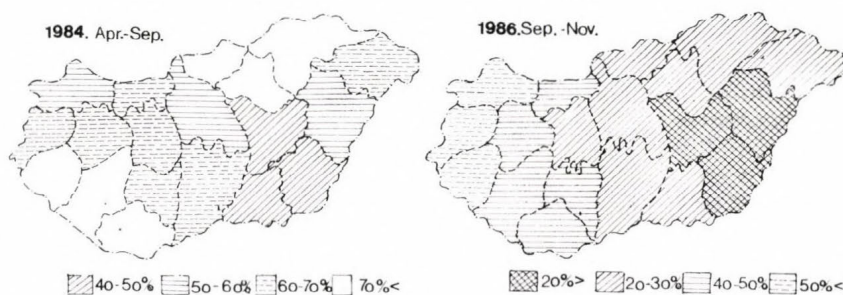


Fig. 2. Available soil moisture (percentages of AWC) (a); precipitation totals (percentages of normal values) (b)

In 1984, the dry March and April were followed by a particularly rainy May. Among the summer months, July was strikingly dry, but poor in sunshine and especially cool; the negative anomaly of monthly mean temperatures averaged between 2 and 3 °C for all of Hungary and this period was aptly designated a „cold drought” (*Szalmáné and Stollár, 1985*). The decreasingly severe dry conditions in most counties are well demonstrated either by the summer values of PDSI (Fig. 1), or by the average soil moisture for the summer vegetation season (Fig. 2a). The rainy May and the following cold drought, among other factors, contributed to unusual yields. Winter wheat had a good yield (114% of the four-years average) and yield surpluses of 16—20% were not unusual in some areas. Maize yields, affected by heat and moisture deficits, showed a diversified picture; the country-wide yield-loss was only 2% below the four-year average; however, losses were 15—20% in many counties while a 10% yield increase was realized in others. Surprisingly, the wheat yield was 1—1.5 tons/ha higher than that of maize, although usually it is the maize yield which is higher than the wheat yield by this amount.

The dryness of the preceding two years was further alleviated by heavy rainfalls in September 1984. After a cold winter season, by the next spring, soils at last became saturated. During the summer, the moisture supply was deficient; dryness was lessened by rains throughout the period, so drought was avoided for the most part of the country (Fig. 1). The „normal” yields in wheat and corn may be, at least partially, attributed to these — more or less average — meteorological conditions. Given the weather for the period, yields were

satisfactory. On a country-wide basis wheat yield reached 101% and the yield of maize was 105% of the four-year average.

After the relief in moisture conditions during the spring and summer the drought resumed in August 1985 so that by September soil moisture decreased to 31% of water holding capacity and the surface layers became completely dry. There were 30 successive days without any precipitation in the country and 50 days with very little precipitation amount during September and October. It was even difficult to complete harvesting activities and the sprouting of the winter cereals which were sown in the „dust” (i.e. in absolutely dry soil) was also placed in doubt. At last, there was a favorable change in December during which the weather became springlike; the mild weather enabled soil moisture recharge by January 1986.

Although the soils were saturated at the beginning of April, a locally rainless April, and a rainless and extremely hot May resulted in a springtime drought situation. Winter wheat, which promised a good average yield, was hurt by the dry hot weather during the period of earing, and the plants sowed and sprouted in the spring were threatened by drifting soils. During the summer, the precipitation occurred in the form of localized rain showers, giving large amounts in some places. In those areas without rain showers, there was a period of scanty rainfall lasting for 50—70 days. These periods were even longer than similar dry periods in 1983. Dry conditions were characteristic especially in the eastern part of the country. It may be seen from Fig. 1 that the southern region of the Great Plain was exposed to varying degree of drought during the whole period of 1983—1986. As a consequence, the wheat was yield about 91% of the four-year average. Corn being much less sensitive to dry weather during this period, reached 103% yield. It was noteworthy that the sunflower yield set a new record; this can be explained by the fact that country-wide precipitation of 30 mm in the third decade of August encouraged the growth of the sunflower and, as a result of the dry rainless weather, the parasite *Botrytis cinerea* had no effect on plants, especially sunflower.

An extremely dry autumn ensued; the precipitation was less than half of its long-term average for almost the whole area of the country (Fig. 2). Drought conditions were described by the PDSI-values as severe to extreme. Fortunately, the dryness had intensified at the end of the 1986 growing season. Nevertheless, there was considerable concern as to the further continuation of the drought.

## 2. Historical comparison

According to the opinion of many experts, the dry periods of the four years can be considered extraordinary from the point of view of agricultural impacts but, this cannot be stated with complete certainty if only the dry character of the weather is examined. The driest period was in 1983. Since 1951, there were similar summers in 1952, 1961 and 1967, among them the driest and warmest summer was in 1952 (Fig. 3). Droughts similar to the „cold drought” in 1984 occurred in 1962 and 1977; the 1985 summer was considered almost normal. The 1986 summer season was dry with normal heat supply; however, it was followed again with an extremely dry period.

The territorial variability of the dry periods during 1983—86 is illustrated by the variations of the Palmer Drought Severity Index (Fig. 4). According to this index, a significant persistent dry period prevailed only in the central

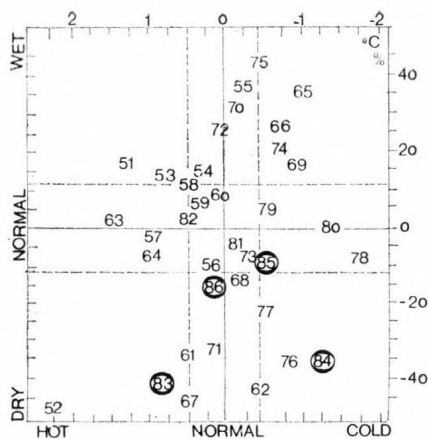


Fig. 3. Summer seasons of the period 1951—1986: the position of a particular year is determined by the summer average temperature anomaly and the anomaly of the relative summer precipitation amount. Normal categories correspond to the „inter-tercile” intervals of the empirical distributions. (All data are country-wide averages)

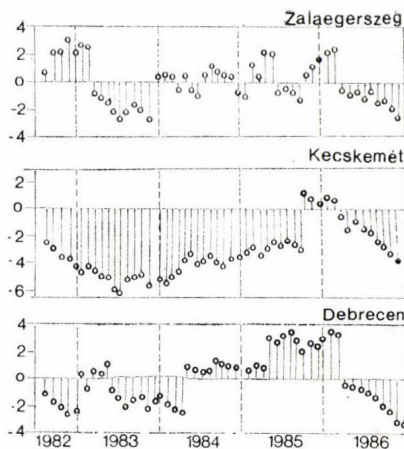


Fig. 4. Values of the Palmer drought index for three characteristic locations: Zalaegerszeg (Transdanubia), Kecskemét (area between Danube and Tisza rivers), Debrecen (east of Tisza river)

part of the country (area of the Great Plain between the rivers Danube and Tisza, represented here by Kecskemét). Extreme index values were set during a few months of 1983 summer and 1986 autumn in some areas of the Great Plain.

The specific characteristics of the recent summers can be better understood when compared to summers over a longer period. The national average of the relative seasonal precipitation amounts and the mean temperature anomalies of 1951—1986 are shown in Fig 5a. The mutual effect of these two elements can be measured, for example, with the Ped's Drought Index (Faragó et al., 1989):

$$PI = T' - P'; \quad T' = (T - \mu_T) / \sigma_T; \quad P' = (P - \mu_P) / \sigma_P$$

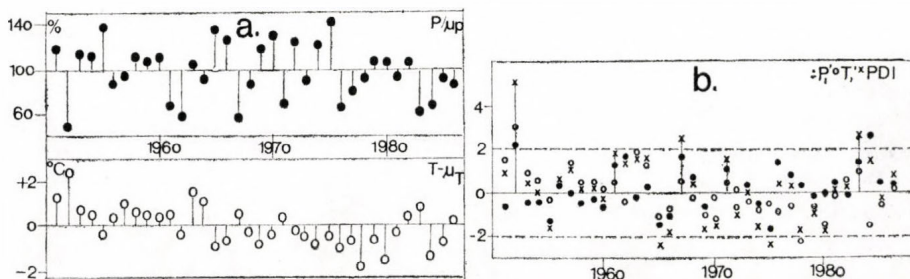


Fig. 5. Time-series of relative precipitation index for the summer seasons 1951—1986 and the summer mean temperature anomalies (a); the standardized summer temperature and precipitation anomalies (o T', o -P'), and the values of the Ped's drought index (x PI) (b); all values are spatially averaged for Hungary (values of P' are plotted on an inverse scale)

where  $T'$ ,  $P'$  are the standardized values,  $\mu_T$ ,  $\mu_P$  indicate the average values and  $\sigma_T, \sigma_P$  stand for the standard deviations of the seasonal mean temperature and the precipitation amount, respectively.

While the recent four-year period was characterized by low precipitation, anomalous temperatures occurred only in 1983. According to  $PI$ , the recent four summer seasons were dry (with index values exceeding +0.7) or near-normal (in 1985), but exhibiting the extreme category ( $PI \geq 2.0$ ) only in 1983 (Fig. 5b). In this sense, the four-year period 1961–64 was more notable for frequent dryness (summer  $PI > 1.0$  during each year). Therefore, the persistence of drought (successive exceedance of threshold value + 0.5 or even + 1.0) was the greatest in the 1961–64 period, but even then, the precipitation deficit was significant only during two of those years. Apparently, the worst single year was 1952 (when winter wheat and maize yield losses were about 25% and 50%, respectively). Actual values of these variables for the most significant cases are as follows:

	1952	1961	1962	1963	1964	1967	1971	1983	1984	1985	1986
$T'$	3.0	0.5	-0.4	1.9	1.3	0.6	0.3	1.0	-1.4	-0.6	0.1
$P'$	-2.1	-1.3	-1.7	0.1	-0.3	-1.8	-1.2	-1.6	-2.7	-0.4	-0.6
$PI$	5.1	1.8	1.3	1.8	1.6	2.4	1.5	2.6	1.3	-0.2	0.7

Consequently, the 1983–86 summer periods can be considered unique since 1951, because of the recurrence of the relative precipitation deficit in all four cases (which was further enhanced by the severe dry conditions during the 1986 autumn period).

To estimate the likelihood of occurrence of such (repeated) dry growing seasons, it is plausible to test the joint distribution of the two elements (temperature and precipitation). The seasonal precipitation amount already approaches the normal distribution. Its values computed for the adjacent years are statistically independent; however, there is a mild negative correlation between  $P$  and  $T$ . The relationship of these two elements was studied by *Makra* (1983) for the warm season and it was concluded that their monthly values are more or less negatively correlated. This correlation was the strongest in July ( $r = -0.51$ ); the average value of the coefficient of correlation for the summer period was about  $-0.3$ . (There was no significant relationship in the winter half-year period.) Assuming that the joint distribution is also Gaussian, the conditional density function for  $T'$  is given by

$$f(T'/P) = \frac{1}{\sigma_T \sqrt{2\pi(1-r^2)}} \exp \left\{ -\frac{[T' - \mu_T - (P - \mu_P) \cdot r \cdot \sigma_T / \sigma_P]^2}{2\sigma_T^2(1-r^2)} \right\}$$

Therefore, the conditional distribution is also normal with the conditional mean value and standard deviation, respectively:  $\mu(T'/P) = \mu_T + (P - \mu_P) \cdot r \cdot \sigma_T / \sigma_P$ ;  $\sigma(T'/P) = \sigma_T \sqrt{1-r^2}$ . Empirical probabilities of various drought events are estimated by simulated standardized pairs ( $P', T'$ ) using the above relations (10 000 random pairs were generated):

$T' \geq$	0.0	+0.5	+1.0	+1.5	+2.0
$P' \leq -0.5$	0.20	0.14	0.08	0.04	0.01
-1.0	0.11	0.08	0.05	0.02	0.01
-1.5	0.05	0.04	0.02	0.01	0.00
-2.0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00

Likelihood of the threshold events for  $P'$  and  $PI$  can easily be calculated because they are normally distributed with zero means and variances 1 and  $2(1-r)$  respectively:

$P' \leq$ prob.	-0.5 0.31	-1.0 0.16	-1.5 0.07	-2.0 0.02	-2.5 0.01	-3.0 0.00
$PI \geq$ prob.	+0.5 0.38	+1.0 0.27	+1.5 0.18	+2.0 0.11	+2.5 0.06	+3.0 0.03

When these results are compared with the actual occurrences of droughts, i.e. the events  $\{T' \geq 1.0; P' \leq -1.5\}$  observed in 1952 and 1983;  $\{P' \leq -2.0\}$  in 1952 and 1984;  $\{PI \geq 3.0\}$  in 1952, the series of four (consecutive) events with  $PI \geq 1.0$  in 1961–64; or repeated events with  $P' \leq -0.5$  that happened (nearly) in 1983–86, the droughts seem to be „extraordinary” (using this term loosely for events with probability  $\leq 0.03$ ). However, these events are considered plausible within the bounds of regional climate.

### 3. Plant cultivation, climatic variability and drought management

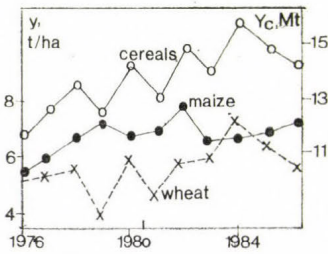
The Hungarian national economy has traditionally depended heavily on agriculture which currently represents 20% of the gross national product (GNP). About 70% of the area is cultivated (arable lands, gardens, vineyards, pasture). Over recent decades grain production (and meat production based on it) has become the major agricultural activity. The chief grains are wheat and maize. The total annual production of cereals has exceeded 10 Mt since 1972 which represents more than 1 t per capita. Cereals are sown on about 60% of all cultivated area. Total cereal production has increased rather fast (Fig. 6). Although significant variations take place mainly due to interannual climatic fluctuations, even the largest „climate-induced” deficits in production of the main crops have not affected the reliability of supply to the domestic population, although exported products have been subject to these variations. There was a record harvest in 1984 despite the „cold drought” and, paradoxically, the adverse conditions of the following two years caused only a 5 to 8% deficit in terms of that record production:

		1981	1982	1983	1984	1985	1986
Average yield (kg/ha)	wheat	4000	4390	4410	5410	4840	4360
	maize	5860	6860	5680	5880	6290	6280
Total yield (Mt)	wheat	4.6	5.8	6.0	7.4	6.6	5.8
	maize	6.8	7.8	6.3	6.5	6.8	7.2

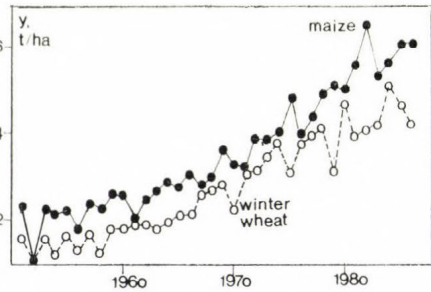
The change of wheat and maize productions can be explained by the differences in their phenological stages and the corresponding heat and moisture demands. Thus, as a general tendency, an anomalous wheat harvest is often followed by a good maize yield and vice versa. Consequently, the total yield of cereals is significantly lower when the yield of either the corn or the wheat decreases by an amount of 1 to 1.5 Mt and the usual surplus in the yield of the other plant does not compensate for that deficit (Szemessy, 1986).

The total yield also depends on the changes of the cultivated area. In the last two decades there have been considerable changes in the land use. The arable land, and in particular, the area of land sown in cereals has decreased. (On the other hand, large-scale orchards have been established and some uncultivated land has been afforested). Because of the changes in cultivated area, the time series of the average yields are better indicators of the effect of other (technological or climatic) factors (*Fig. 7*).

Let us consider the question of the vulnerability of Hungarian agriculture to climate variations. One of the most important meteorological hazards, because of its costly damages, is drought. The adaptation to the local climatic (and other natural) conditions can be more effective if the variability of these conditions is not too intense. A successful acclimatization of a crop or farming system can be influenced to a greater extent by variability in heat, moisture than by the absolute climatic terms. In this respect, one of the characteristic features of the Hungarian climate is „its definitely changeable nature with infrequent occurrences of extraordinary extremes” (*Dunay, 1986*). Accordingly this relative „mildness” of the climate means that the ranges of the annual variability of such meteorological characteristic as the monthly rainfall amount



*Fig. 6.* Total yields of wheat, maize and cereals ( $Y_c$ )



*Fig. 7.* Average yields of wheat and maize

or mean temperature are not large compared to other regions, but that there is a frequent, limited interannual variance of these parameters. These circumstances have a favorable impact on agricultural production of quite a few plants and fruits, though the region is on the margins for the economic cultivation of some of them (e.g., for maize or grapes).

Of course, different areas of the country have different climatic conditions, as well as, soil quality. Since both factors are related to the topographic features, it is important to identify the optimal crop lands and to determine those where certain plants cannot be cultivated effectively or where they might be cultivated only with great risk. Therefore, the climatically possible crops (i.e., the climatic potential) can be determined for certain plants and regions (*Szász, 1985*). Some areas of the country differ from each other not only in terms of moisture and energy but also in vulnerability to the hazards of frost and hail as well as other meteorological risk factors.

The levels of agricultural machinery, animal breeding, parasite control and fertilizer use are rising rapidly. It is difficult to exactly separate the climatic effects from those of technological inputs. It has been believed for a long time that through the development and application of technology, agriculture will become more productive and even more stable or less sensitive to climatic fluctuations. As a matter of fact, increasing „artificiality of agricultural pro-

duction systems makes them less flexible, and therefore more vulnerable to climatic change" (*Dram*, 1985).

Besides the direct climatic/weather and technological influences, there are other factors which impact on the agricultural production and its effectiveness. Among these factors, for instance, are the price trends and their influence on supply/demand relations which are only partially controlled by the meteorological factors. The average price of cereals in 1983 was \$ 154/ton, in 1985 \$ 132/ton, and in 1986 only \$ 115/ton. In the preliminary contracts for 1987, the price level was \$ 96/ton (*Gábor*, 1987). In spite of this fact, cereals can be still grown with some profit: the expenses of wheat and corn growing in Hungary amount to about 3900—4000 Ft/ton (approximately \$ 88—90/ton at 1987 exchange rates). As to our period of interest, the relatively high price for cereals in 1983 can be, to some extent, attributed to large-scale climatic anomalies.

According to the projections of agricultural management, Hungarian cereal production will have to increase by 80 of present production levels by the year 2000. The deviations from the (planned) production trend in 1983, 1985 and 1986 represent a serious problem. Is it possible to prevent or mitigate the consequences of drought? Consecutive years with precipitation deficits even worsen these adverse effects. The national economy, already coping with financial difficulties, faced a serious situation after the extraordinarily dry 1986 autumn. For example, one-tenth of the big cooperative farms (i.e., 124) had large deficits. The end-of-the-year reports indicated that the total loss of agriculture (which is primarily attributable to drought) had reached  $10\text{--}12 \times 10^9$  Forints. The procedure to grant financial assistances was similar to 1983 measures. However, it was not possible to make comparisons everywhere with the average of preceding years (1983—85) to establish a reference level for estimates of drought damages by various plant species, because there was significant drought damage even in those years, too. In many areas, financial relief was needed at least for the preparation for the next year's production (purchase of sowing seeds, fertilizers, forage, etc.). Temporary tax allowances were involved in many cases (*Anonym*, 1986a). Such allowances were granted to those farms where production was at least 20 percent lower than the average of the preceding three years. As mentioned earlier, it was possible to base these calculations on the years without drought.

One possibility to ease the problems caused by drought is the development of irrigation systems. However, the cost of these systems seems to be too high (either for capital expenditures or for operational costs). To promote investments in irrigation systems, after the first years of the recent agricultural droughts (1983—85), a 20 percent discount was allowed by the government. The 1986 drought, which became more intense after August, resulted in a need for supplementary governmental assistance, and an additional 40 percent discount was offered at the end of the summer for irrigation technology (*Anonym*, 1986b).

Beside the various elements of drought management policy, the development and application of forecasting methods and monitoring systems (used for detection and early warning purposes) are of particular significance (*Wilhite et al.*, 1987). Due to their characteristic time-scales, the prediction of droughts is the task of the long-range forecasts (on monthly and seasonal scales). Such meteorological forecasts are regularly issued in Hungary. However, drought is a relatively rare (extreme or „extraordinary“) phenomenon to an extent that according to one of its „definitions“ it cannot even be planned for at all (*Easterling*, 1987). For example, neither the extreme drought during the 1983 growing season, nor the even more record-breaking drought during the 1986

autumn were indicated by long-range forecasts. Meteorological and social aspects of drought forecasts have been problems in other areas, too (*Glantz, 1982*). Consequently, it may be concluded that the present skill of long-range meteorological forecasts is inadequate for accurate drought projections.

Of course, agricultural losses cannot be solely explained by the weather. In addition to unfavorable meteorological conditions in recent years, the economic factors for different crops were also unfavorable. The prices of the cereals as mentioned above and the possibilities for export decreased. Decreasing the production costs, that is, increasing the efficiency of production can become very important. Therefore, the level of agrotechnology should be rapidly raised. But, the prices of industrial materials and instruments can increase more rapidly than the prices of agricultural products. (During the past five years, the prices of the former increased by 32 percent while those of the latter increased by only 22 percent.) To some extent, this has been one of the reasons for government grants to agriculture in many countries of the world.

To lessen the financial effects of natural damages and meteorological hazards, insurance might be also a good solution to problems of uneven production as a result of climatic fluctuations. However, no insurance existed for damages caused by the 1983—86 drought. Paradoxically, those farms where the land was hit by storms or hail in addition to the drought came to be in a more favorable position, because their damages were compensated through insurance. The demands of a myriad of different interests could result in a „financial drought”, the effects of which could be much worse than the relatively „simple” consequences of rainfall deficits (*Kocsis, 1986*).

Drought affects other sectors as well. Because of the drought, energy requirements for drying the harvested crop decrease. (The energy requirement for agriculture in 1983 was 9.6% lower than in the preceding year.) The precipitation deficit and one of its impacts, the hydrological drought, decreases the amount of available water supply. In spite of the peak precipitation deficit in October 1986, it did not become necessary to limit the water consumption in Hungary (*Tarnóy, 1986*).

The mitigation of the impacts of a particular drought episode should not be the basic approach to drought control. Surely, after a drought is over, interest in „prevention” decreases: „...as droughts come and go, left behind are the visible scars of human suffering along with the usual debate over the efficacy of ad hoc relief efforts and at best, inadequate or incomplete plans for dealing with future droughts. With the first rains comes a new sense of security, relief efforts are dismantled, plans for the next drought forgotten, and society resumes its so-called harmony with climate until the rains fail and the cycle begins anew” (*Easterling, 1987*). Therefore, drought relief is an a posteriori procedure. In planning for future droughts there are two time periods employing different procedures. A foreseen dry spell is documented by long-range forecasts, but these are not sufficiently reliable to warrant extensive preparations to mitigate adverse effects. *Glantz (1982)* has summarized the kinds of problems arising from the misuse of information from long-term forecasts. For example, a slightly cooler than average summer in 1983 was foreseen with near-normal precipitation amounts in Hungary (by long-range forecasters at national weather service). Similarly, in 1986: above average values of the September precipitation were predicted, whilst actually, monthly precipitation amounted to only 1—2 mm in many areas. Thus, forecasts should be treated with care, their failure or their misuse may lead to significant problems (*Glantz, 1982*).

The other general approach to drought management is carried out over a longer term. Significantly, that a comprehensive academic research program was initiated in Hungary following the recent drought years. One of the main purposes has been to develop methods by which the stability of agricultural production can be improved (or, in a wider sense, the related social vulnerability can be reduced) in the face of varying natural factors such as drought. This aim is supported, in particular, by such operational measures as, e.g., soil conservation and the increasing utilization of irrigation systems, especially in the Great Plain.

#### 4. Conclusions

This study has attempted to draw some general conclusions for the improvement of drought research and policy, based on the analysis of recent drought episodes and their impacts.

The four-year period 1983—86 cannot be considered as a spell of four succeeding (or continuing) drought episodes for Hungary, from meteorological point of view. In this respect, severe drought could be observed during the growing season in 1983 and during the fall 1986 over the large areas of the country. The 1984 event can be characterized as „cold drought” with moderate unfavourable economic consequences. Long-term dry conditions prevailed only in southwest region of the Great Plain.

From the climatological analysis, it is evident that similar repeated episodes can occur at any time, that is, drought should be considered as a recurrent phenomenon of our climate. Yet, when it sets in after a relatively long spell of near-normal years and, moreover, if it recurs more frequently within a short period, the socio-economic effects will be increased. In this instance it can be seen that the drought damages are increasingly exclusive of natural origin. For example, after a few „optimal” or normal years, there is a tendency to neglect planning for aperiodic events like drought. Moreover, even after the first shock(s) of the drought (or any other natural hazard) such episodes are perceived as „exceptions”. Of course, this problem can easily arise for phenomena that we are unable to forecast with a certain confidence. No doubt, drought is such an event and this inability was „well” demonstrated for the recent dry periods.

These reasons underline the importance of the climatological information which, however needs to be properly used in order to lessen the potential adverse impacts of extreme meteorological events, to decrease the socio-economic vulnerability to such hazards and to increase the degree of preparedness of society to meet the possible occurrence of similar events in future.

One task of meteorologists is to set a firm climatological data base; another is to develop methods for the suitable evaluation of these observations, primarily those which are to the surface water balance. The continuous monitoring and evaluation of the climatic fluctuations which are related to drought incidence and termination are also of great importance. Of course, the role of meteorology in the investigation of, and coping with, this climate-driven phenomenon is limited; drought research and management are inherently multi-disciplinary efforts. However, detailed case-studies are important tools in all respects: „it is lessons from our recent past dealing with drought that will give the most insight into impacts of current and near-future drought” (*Easterling and Riebsame, 1987*).

## REFERENCES

- Anonym*, 1986a: Pénzügyi intézkedések az aszálykárok mérséklésére. *Magyar Mezőgazdaság*, 09, 10. 2.
- Anonym*, 1986b: Az aszálykárok enyhítésére olcsóbbak az öntözőgépek. *Magyar Mezőgazdaság*, 09, 03. 23.
- Dunay S.*, 1986: Százéves aszályrekord. *Magyar Hírlap*, 12. 12. 5.
- Easterling, W. E.*, 1987: Drought as hazard: can we plan for it? *Natural Hazards Observer*, 11. 04, 1–2.
- Easterling, W. E.* and *Riebsame, W. E.*, 1987: Assessing drought impacts and adjustments in agriculture and water resource systems. In *Planning for drought* (ed.: D. A. Wilhite). Westview Press, Boulder and London, 189–214.
- Faragó, T., Kozma, E.* and *Nemes, Cs.*, 1989: Drought indices in meteorology. *Időjárás* 89, 45–60.
- Faragó, T., Bézsényi, Á.* and *Dobosi, E.*, 1989: Palmer-index. Submitted to *Időjárás*.
- Gádor I.*, 1987: Késélen táncolva. *Magyar Hírlap*, 01, 23. 4.
- Glantz, M. H.*, 1982: Consequences and responsibilities in drought forecasting: the case of Yakima, 1977. *Water Resources. Res.* 18. 3–13.
- Glantz, M. H., Katz, R. W.* and *Krenz, M.* (eds.), 1987: *The societal impacts associated with the 1982–83 worldwide climate anomalies*. NCAR, Boulder.
- Györfly B.*, 1988: Az 1983. évi aszály hatása és tanulságai. *Magyar Tudomány* No. 4, 249–254.
- Karl, T. R.* and *Quayle, R. G.*, 1981: The summer heat wave and drought in historical perspective. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2055–2073.
- Keresztényi N.*, 1986: Ez nem Afrika. *Magyar Hírlap*, 11, 19. 5.
- Kéri M.*, 1941: Szárazsági számok Magyarországról. *Időjárás* 45, 93–113.
- Kocsis Gy.* (szerk.), 1986: Mezőgazdaság és időjárás. Ár-aszály. *Heti Világgazdaság*, 08, 30. 50–51.
- Kozmáné Tóth E.*, 1984: Ankét az 1983. évi aszályról. *Időjárás* 88, 183–184.
- LeComte, D.*, 1984: A year of worldwide extremes — Floods and droughts. *Weatherwise* 1, 8–19.
- Makra L.*, 1983: Egyidejű havonkénti hőmérséklet- és csapadék-anomáliák kategoriái és néhány jellemzőjük Magyarországon. *Időjárás* 87, 214–220.
- Maller A.*, 1983: Száraz periódusok makroszinoptikai analízise. *Időjárás* 87, 83–93.
- Oram, P. A.*, 1985: Sensitivity of agricultural production to climatic change. In *The sensitivity of natural ecosystems and agriculture to climatic change* (ed.: M. L. Parry), IIASA, RR–85–1, Laxenburg, 129–152.
- Pécze Gy.*, 1958: A szárazsághajlam évi járása és szingularitásai Magyarországon. *Időjárás* 67, 33–38.
- Perkey, D. J., Young, K. N.* and *Kreitzberg, C. W.*, 1983: The 1980–81 drought in Eastern Pennsylvania. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 64, 140–147.
- Petrasovits I.*, 1988: Integrált küzdelem az aszály ellen. *Magyar Tudomány* No. 5, 350–360.
- Szalma Jné és Stollár A.*, 1985: Rendkívüliségek hazánk időjárásában 1984-ben. *Léggör* No. 3, 27–30.
- Szász, G.*, 1985: The climatic potential and its use in the agricultural production. Conf. on *The use of climatic potential and agrometeorological information in the national economy*. Hung. Meteor. Soc., Budapest, 34–41.
- Szemessy Á.*, 1986: Gabonatermelésünk számokban. *Magyar Mezőgazdaság*, 09, 10. 5.
- Tarnóczy A.*, 1986: Kiapadhat-e a vízvezeték? *Élet és Tudomány* No. 38. 1445.
- V. Farkas J.*, 1987: Időjárás mint bűnbak. *Magyarország* 13, 40.
- Varga-Haszonits Z.*, 1985: Az 1983. évi szárazság agrometeorológiai értékelése. *Növénytermesztés* 34, 61–67.
- Wagner M.*, 1967: A légköri aszály komplex klimatológiai vizsgálata. *Időjárás* 71, 34–38.
- Wilhite, D. A.* and *Glantz, M. H.*, 1985: Understanding the drought phenomenon: the role of definitions. *Water Inter.* 1, 111–120.
- Wilhite, D. A., Easterling, W. E.* and *Wood, D. A.* (eds.), 1987: *Planning for drought*. Westview Press, Boulder and London.
- WMO*, 1986: *Report on drought and countries affected by droughts during 1974–1985*. WCP–118, Geneva.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 1. szám, 1990. január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## Meteorológiai mezők mezo- $\alpha$ skálájú objektív analízise

HORVÁTH ÁKOS

*Központi Előrejelző Intézet Viharjelző Observatórium  
H-8651 Siófok, Pf. 80.*

PRÁGER TAMÁS

*Központi Légekörfizikai Intézet  
H-1675 Budapest, Pf. 39.*

Az időjárásunkat közvetlenül meghatározó mezometeorológiai jelenségek tanulmányozását megnehezíti az a tény, hogy a három-dimenziós rádiószondás mérőhálózat túlságosan ritka a mezo-skálájú objektumok karakterisztikus méreteihez képest. A földfelszíni SYNOP mérőhálózat sűrűségénél fogva már alkalmas lenné a kérdéses mozgásformák vizsgálatára, de ezek a mérések csak a három-dimenziós légkör két-dimenziós vetületét reprezentálják. Jelen tanulmány alapgondolata az, hogy a földfelszíni mérőhálózat adatait — amelyek térbeli sűrűségüknel fogva egy nagyságrenddel nagyobb felbontást biztosítanak — felhasználja a három-dimenziós objektív analízishez, ezáltal megnövelje annak térbeli felbontóképességét. A részletes leírásban esetenként több párhuzamos megoldás található, és igyekeztünk az egyes rész megoldások korlátait is megadni. Az ismertetett eljárás, amely egy dinamikus meteorológiai kutatás alapmézejének előállítását szolgálja, olyan eszköz lehet, amellyel az eddig kevésbé ismert mezo- $\alpha$  meteorológiai folyamatok dinamikáját is tanulmányozni tudjuk.

\*

*A meso- $\alpha$  scale objective analysis for meteorological fields.* The investigation of mesoscale meteorological phenomena is made rather difficult by fact that the distance between two upper-air synoptic stations is too large considering the characteristic dimension of mesoscale objects. At the same time, the network of surface observational (SYNOP) stations could already be suitable for the investigation of mesoscale motion systems, but these measurements represent only a two-dimensional projection of the three-dimensional atmosphere. This study is based on the idea that the SYNOP information can be used for the interpolation of three-dimensional upper-air data and in this way it can provide a more detailed three-dimensional objective analysis. In the study, several parallel solutions are presented and the authors tried to give the limits of all the parts of the operation. This objective analysis procedure can be a tool to be used for preparing the fields of meteorological parameters for an investigation of the dynamics of meso- $\alpha$  scale meteorological objects.

*Bevezetés.* A közepes földrajzi szélességek konvektív időjárási képződményeinek átlagos mérete 1—10 km (mezo  $\beta$ -skála) az individuális zivatarfelhők esetén, ill. 10—100 km (mezo  $\alpha$ -skála) az instabilitási vonalak és a rendezett konvektív komplexumok esetén (Holton, 1972). A rádiószondás mérőállomások átlagos távolsága Közép-Európában ugyanakkor kb. 300 km, tehát mindkét típusú konvektív képződmény szubgrid skálájúnak minősül az azon objektív

analízis és numerikus előrejelzési módszerekben amelyek csak a tradicionális rádiószondás adatokat használják fel.

Még az időjárás frontok is, amelyek a 100—1000 km közötti mérettartományba esnek, a rádiószondás mérési adatok alapján nehezen tanulmányozható jelenségek közé tartoznak, mivel esetükben sem teljesül az a feltétel, amely kielégítő pontosságú leírásukat garantálná: az időjárás képződmény átlagos méretének legalább egy nagyságrenddel meg kell haladnia a mérési pontok közötti átlagos távolságot (Atkinson, 1981).

Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a rövidtávú előrejelzésben, de méginkább a repülésmeteorológiában és a viharjelzésben az előbbieken említett időjárás képződmények elsődleges fontosságúak. Ezért a szinoptikus gyakorlatban általánosan használják a szubjektív (kézi úton készülő) mezo- $\alpha$  felbontású földfelszíni analízis térképeket, amelyekben feltüntetik a rendezett konvektív képződmények és a létrejöttükben szerepet játszó konvergencia zónák helyét. Az ilyen analízis térképek összeállítására a SYNOP táviratokban szereplő földfelszíni információ nyújt lehetőséget.

A mezo- $\alpha$  felbontású regionális számítógépes előrejelzések készítéséhez elengedhetetlen a hasonló felbontású objektív analízis, mivel ez szolgáltatja az előrejelzés kezdeti feltételeit. A mezo- $\alpha$  skálájú objektív analízis feladatának megoldása azonban önmagában is nagy jelentőségű, hiszen a szinoptikust munkájában lényegesen segíti, ha rendelkezésére áll az időjárás frontok és a nagyobb léptékű konvektív struktúrák analizált három-dimenziós szerkezete. Az előbbiekből következően ugyanakkor a mezo- $\alpha$  skálájú objektív analízis nem egyszerű feladat, mivel az kizárólag a tradicionális rádiószondás (TEMP) anyag felhasználásával nem oldható meg.

Kiegészítő adatforrásként a földfelszíni (SYNOP), a radar-meteorológiai és a műholdas észlelések (információk) jöhetnek számításba. A feladat azonban a többféle forrásból származó, pontosság szempontjából inhomogén adatbázis nyomán matematikailag nehezebbé válik: meg kell oldani az adatállomány térbeli és időbeli összehangolását (asszimilációját), valamint minimalizálni kell az észlelési hibából származó interpolációs hiba-adalékot.

Jelen tanulmány a mezo- $\alpha$  skálájú objektív analízis feladat egy lehetséges megoldását mutatja be hazánk területére. A módszerbe bevontuk a hazai SYNOP állomások és radar állomások mérési adatait is. A felhasznált input információk az operatív munkában használatos real-time adathalmazban minden esetben fellelhetők.

A kidolgozott asszimilációs módszer lényeges változtatások nélkül alkalmazható műholdas adatállomány (sugázmérésekből rekonstruált hőmérsékleti és nedvesség profilok) esetén is.

### *1. Az objektív analízis módszer leírása*

Az objektív analízis előállítását módszerünkben az alábbi négy fő lépésre (blokkra) bontható:

1. Vertikális interpoláció a rádiószondás állomások (TEMP-állomások) feletti légoszlopokban adatsűrítés céljából.
2. Egyes karakterisztikák horizontális interpolációja a földfelszíni észlelőállomások (SYNOP-állomások) feletti légoszlopokra.
3. Az állapothatározók vertikális profiljainak megkonstruálása (helyreigazítása) a SYNOP-állomások feletti légoszlopokban, felhasználva a SYNOP információkat.

4. Végleges horizontális interpoláció mezofelbontású rácshálózat pontjaira a rádiószondás mérésekből közvetlenül kapott, valamint a a SYNOP-állomások fölé konstruált vertikális profilok felhasználásával.

Látható, hogy a földfelszíni SYNOP állomások fölé egy-egy „pseudo-rádiószondás” adatsort konstruálunk, amelyeket a további műveletek során mint a valódi rádiószondás adatokkal egyenértékű adatsorozatokot használunk fel. Az adat asszimiláció, azaz a különböző forrásokból származó adatok összehangolása a pseudo-rádiószondás profilok előállításánál történik. Ez a technika alkalmazható akkor is, ha a műholdas mérésekből helyreállított profilokat asszimilálunk TEMP-adatokkal. A továbbiakban az eljárás egyes lépéseit ismertetjük.

*1.1. A meteorológiai elemek vertikális profiljainak előállítása ekvidisztáns rácstra.* Ahogyan a rádiószondás mérőhálózat sűrűsége vízszintes irányban nem teszi lehetővé a mezoskálájú objektumok felismerését, úgy függőleges irányban a főzobárszintek adatainak ismerete sem elegendő a mezo-objektumok szerkezetének rekonstrukciójához. Ezért a TEMP táviratok „b” részében található markánsponthoz adatokat is fel kell használnunk. Ugyanakkor adatainkat célszerű a  $p$  rendszer helyett a geometriai  $z$  koordinátarendszerben kezelni, mert ez lehetőséget nyújt a nem-hidrosztatikus folyamatok figyelembevételére.

A vertikális profil előállítása az alábbi lépésekben történik.

a) A markánsponthoz  $p_i$  nyomásértékeihez adottak a  $T_i$  hőmérséklet és  $D_i$  harmatpontdepresszió értékek. A  $T$ , a  $D$  és a  $p$  ismeretében a  $T_v$  virtuális hőmérséklet egyszerűen meghatározható (Götz és Rákóczi, 1981). Ezt követően a markánsponthoz nyomásértékeihez magassági értékeket rendelünk a hidrosztatikai egyenlet alkalmazásával:

$$Z_{i+1} = Z_i + \frac{R}{g} T_{vi} (\ln p_i - \ln p_{i+1}), \quad i = 1, \dots, n-1, \quad (1)$$

ahol  $Z_i$  az  $i$ -edik markánspont magassága,  $Z_1$  az állomás magassága,  $T_{vi}$  az  $i$  és  $i+1$ -edik markánspont virtuális hőmérsékletéből számított átlaghőmérséklet,  $R$  a száraz levegő gázállandója,  $g$  a nehézségi gyorsulás.

b) A  $z$  rendszerben felépített ekvidisztáns rácst minden  $r$  rácspontját elhelyezzük a neki megfelelő két markánspont között az alábbi módon:

$$Z_i \leq r_j \leq Z_{i+1} \quad i = 1, \dots, n, \quad j = 1, \dots, m \quad (2)$$

ahol  $m$  a rácspontok száma,  $n$  a markánsponthoz a  $z$  tengely mentén lineárisan interpoláljuk az  $r$  rácspontokra:

$$T(r_j) = \frac{T(Z_{i+1}) \cdot (r_j - Z_i) + T(Z_i) \cdot (Z_{i+1} - r_j)}{Z_{i+1} - Z_i} \quad (3)$$

A szél interpolációja annyiban módosul a hőmérséklethez és a nedvességhez képest, hogy mivel a szél markánsponthoz nem tartalmaznak  $T$  és  $D$  értékeket, így oda a két környező markánsponthoz  $\ln p$  szerint lineáris interpolációval rendeljük a magasságszámoláshoz szükséges hőmérséklet és nedvesség adatokat.

c) A nyomásértékek rácspontokra történő interpolációjára az (1) formula inverzét alkalmazzuk:

$$p(r_j) = p(z_i) \cdot \exp\left(-\frac{g}{T_v^*} (r_j - z_i)\right), \quad (4)$$

ahol

$$\overline{T}_v^* = \frac{T(z_i) + T(r_j)}{2},$$

a rácspontra elhelyezkedő legközelebbi markánspontra lévő és a rácspontra a már interpolációval megkapott virtuális hőmérséklet átlaga.

A fentebb vázolt, vertikálisan lineáris interpoláció során gyakorlatilag az inverzét hajtjuk végre annak a műveletnek, amelyet olyan típusú rádiószondák esetén alkalmaznak, ahol a nyomást számítással határozzák meg a mért magasság, hőmérséklet és nedvesség értékéből. Ilyen típusú szondák többek között a Magyarországon operatív gyakorlatban alkalmazott RKZ berendezések.

Ahol a rádiószondák (pl. a Väisälä — típusúak) nyomást is mérnek, ott a magasság reprodukció csak abban az esetben pontos, ha a nyomáseloszlás hidrosztatikus. Ez utóbbi viszont elég nagy pontossággal teljesül hiszen a Boussinesq — elméletből jól ismert, hogy a nyomás nem hidrosztatikus perturbációi egy nagyságrenddel kisebbek a hőmérséklet és a sűrűség nem hidrosztatikus összetevőinél.

A vertikális interpolációt végző szubrutint úgy teszteltük, hogy a TEMP táviratok „a” részében szereplő főzobárszint-magasság értékekhez megkerestük az eljárásunk által hozzárendelt  $p$ ,  $T$  és  $D$  mennyiségeket. Tapasztalataink szerint a nyomásértékek maximális hibája  $< 0,2$  hPa, a  $D$  és  $T$  értékek átlagos eltérése pedig  $0,4$  °C.

*1.2. Horizontális interpoláció a SYNOP — állomások feletti profil helyreállításához.* A SYNOP — állomások feletti profil helyreállításához szükségünk van bizonyos állapothatározók horizontális interpolációjára a vertikális rács minden szintjén, a TEMP-állomások pontjaiból a SYNOP állomások pontjaiba. Ezen interpoláció sajátosságai, illetve követelményei a következők:

a) Szabálytalanul elhelyezkedő alappont-hálózatról szabálytalan elrendezésű pontokba kell interpolálnunk.

b) Az interpoláció hibájának a lehető legkisebbnek kell lennie.

c) Az interpoláció viszonylag csekély műveletigényű lehet.

Az alábbiakban két olyan eljárást mutatunk be, amelyek az a) pontban foglalt követelménynek eleget tesznek, azonban az első módszer a b) pontban megfogalmazott igényeknek kevéssé felel meg, míg a második a c) pont követelményeit elégtelenül ki kevéssé.

*Horizontális interpoláció trunkált Taylor-sorokkal.* Legyenek  $P(x_j, y_j)$ ,  $j = 1, \dots, m$  a rádiószondás mérőállomások pontjai az általunk használt derékszögű koordináta-rendszerben. Legyen  $Q(a, b)$  egy tetszőlegesen kiválasztott szinoptikus állomás térbeli helyzete, ahova interpolálni kívánunk. Fejtsük a  $Q(a, b)$  pont körül Taylor-sorba az interpolálandó  $g$  karakterisztikát, és vegyük ezen soroknak az első három tagra trunkált értékeit a  $P(x_j, y_j)$  pontokban:

$$g(x_j, y_j) = g(a, b) + \frac{\partial g}{\partial x}(a, b)(x_j - a) + \frac{\partial g}{\partial y}(a, b)(y_j - b) \quad j = 1, \dots, m \quad (5)$$

Ha  $m > 3$ , ami minden gyakorlati esetben fennáll, akkor a lineáris egyenletek száma nagyobb, mint az ismeretlennek tekintett  $Q(a,b)$ -beli függvény és a derivált értékek száma, tehát a rendszer túlhatározott. Megtehetjük, hogy lokalizáljuk a interpolációt, tehát csak a  $Q(a,b)$ -hez legközelebb fekvő három  $P(x_j, y_j)$  pontra felírt egyenletet vesszük figyelembe. Ez lényeges műveletigény csökkenést eredményez. Tapasztalataink szerint azonban nagyobb pontosságot érünk el, ha a legkisebb négyzetek elve alapján keresünk optimális megoldást. Ez azt jelenti, hogy minimalizáljuk a jobb és bal oldalak eltérését négyzetes középben megadó funkcióját:

$$\sum_{j=1}^m \left[ g(x_j, y_j) - g(a, b) \frac{\partial g}{\partial x}(a, b) (x_j - a) - \frac{\partial g}{\partial y}(a, b) (y_j - b) \right]^2 = \min, \quad (6)$$

vagy egyszerűbb írásmódban

$$F \left[ g(a, b), \frac{\partial g}{\partial x}(a, b), \frac{\partial g}{\partial y}(a, b) \right] = \min. \quad (7)$$

A minimum szükséges feltétele a

$$\frac{\partial F}{\partial g} = 0, \quad \frac{\partial F}{\partial g_x} = 0, \quad \frac{\partial F}{\partial g_y} = 0 \quad (8)$$

variációs egyenletrendszer fennállása, ahol

$$g = g(a, b), \quad g_x = \frac{\partial g}{\partial x}(a, b) \quad \text{és} \quad g_y = \frac{\partial g}{\partial y}(a, b).$$

A variációs egyenletrendszer lineáris, és a

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^m g(x_j, y_j) &= b_1 & \sum_{j=1}^m (x_j - a) &= a_1 \\ \sum_{j=1}^m g(x_j, y_j) (x_j - a) &= b_2 & \sum_{j=1}^m (y_j - b) &= a_2 \\ \sum_{j=1}^m g(x_j, y_j) (y_j - b) &= b_3 & \sum_{j=1}^m (x_j - a)^2 &= a_3 \\ & & \sum_{j=1}^m (x_j - a) (y_j - b) &= a_4 \\ & & \sum_{j=1}^m (y_j - b)^2 &= a_5 \end{aligned}$$

jelölések bevezetésével az

$$\begin{aligned} mg + a_1 g_x + a_2 g_y &= b_1, \\ mg + a_3 g_x + a_4 g_y &= b_2, \\ mg + a_4 g_x + a_5 g_y &= b_3 \end{aligned} \quad (9)$$

egyszerű alakba írható. A (9) megoldása egyértelműen szolgáltatja a  $Q(a,b)$  pontban keresett függvény és derivált értékeit. A biharmonikus spline interpolációt az utóbbi évtizedben kezdték alkalmazni a meteorológiai gyakorlatban, éppen a meteorológiai mezők objektív analizésének témakörében, illetve a műholdmeteorológia terén (Wahba és Wendelberger, 1980). Magyarországon az eljárás megvalósítására Dévényi és munkatársai dolgoztak ki számítógépes programokat (Dévényi et al., 1988). A biharmonikus spline interpoláció, — amely a trunkált Taylor-soros eljárásnak is bizonyos értelemben az általánosításaként tekinthető — másodrendben folytonos „legendően sima” felületet állít elő. Mellőzve a részletes matematikai ismertetést, esetünkben írhatjuk, hogy a tetszőleges  $Q(a,b)$  pontban a keresett  $g$  karakterisztika úgy írható fel:

$$g(a, b) = \frac{1}{2} \sum \lambda_i [(a - x_i)^2 + (b - y_i)^2] \cdot \ln [(a - x_i)^2 + (b - y_i)^2] + \nu_{00} + \nu_{10} a + \nu_{01} b, \quad (10)$$

ahol  $(x_i, y_i)$ -k az  $m$  számú rádiószondás pont koordinátái,  $(a, b)$  a SYNOP állomás koordinátái, a  $\lambda$  és  $\nu$  együtthatók az alábbi mátrix egyenlet megoldásai:

$$\begin{bmatrix} 0 & \dots & c_{12} & \dots & \dots & \dots & c_{1m} & 1 & x_1 & y_1 \\ c_{21} & \dots & 0 & \dots & \dots & \dots & & 1 & x_2 & y_2 \\ \cdot & & & & & & & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & & & & & & & \cdot & \cdot \\ \cdot & & & & & & & & \cdot & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 1 & x_m & y_m \\ 1 & 1 & & & & & 0 & 0 & 0 & 0 \\ x_1 & x_2 & & & & & x_m & 0 & 0 & 0 \\ y_1 & y_2 & & & & & y_m & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \lambda_m \\ \nu_{00} \\ \nu_{10} \\ \nu_{01} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ g_m \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (11)$$

ahol a  $g_i$ -k az  $i = 1, \dots, m$  rádiószondás pontokban mért  $g$  karakterisztika értékei,

$$c_{ij} = c_{ji} = [(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2]^{1/2} \cdot \ln [(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2]^{1/2}$$

pedig a mérési pontok koordinátáiból származtatott együtthatók. Látható, hogy a biharmonikus spline jóval műveletigényesebb, azonban kísérleteink során a légköri diszkontinuitások kezelésére hatékonynak bizonyult.

**1.3. Profil helyreállítása a SYNOP-állomások fölött a függőleges hőmérsékleti gradiens felhasználásával.** Az ismertetett interpolációs eljárás legkritikusabb fázisa a profil-helyreállítás a szinoptikus állomások fölött. Jelenleg a nyomás és a hőmérsékleti profil felépítésére, valamint a nedvességprofil becslésére van kipróbált eljárásunk, a szélprofil interpolációjára csak elképzelésünk van.

**A hőmérsékleti profil helyreállítása.** A hőmérsékleti profil előállítására két módszert dolgoztunk ki:

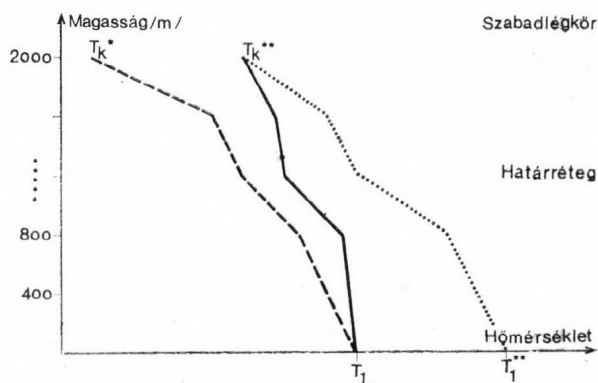
1. Tekintsük azt az esetet, amikor a talajközeli termikus kép jól reprezentálja a légköri objektumokat (pl. hidegfrontnál). Interpoláljuk az előző feje-

zetben ismertetett eljárások egyikével a hőmérsékleti értékeket a SYNOP állomás fölé, minden egyes vertikális rácspontra. Az így kapott profilból meghatározzuk a rácspontok közötti légrétegeket jellemző vertikális hőmérsékleti gradienst. A SYNOP állomásokon mért  $T_1$  talajmenti hőmérséklet értékre támaszkodva felépíthetjük a hőmérséklet vertikális profilját.

2. Időnként előfordul, hogy egyes talajmenti hőmérsékletek nem illeszkednek környezetükhöz (pl.: helyi köd, vagy egyéb talajmenti lokális hatások miatt). Ilyen esetben a talajközeli értékek csak az alsó rétegekre (leggyakrabban a planetáris határrétegre) reprezentatívak. Ekkor a magasabb rétegek hőmérsékletét pontosabban megkapjuk a környező rádiószondás mérések közvetlen interpolációjából, az alsó rácspontok hőmérsékletének meghatározására pedig az alábbi csatolást alkalmazhatjuk.

Legyen  $T_{k^{**}}$  a környező mérésekből a SYNOP állomás fölé interpolált hőmérséklet-profil,  $T_{k^*}$  pedig a fentiekben leírt, a talajmenti  $T_1$  mérésre, a vertikális hőmérséklet gradiens segítségével épített profil. Tekintsük azt a  $k$ -adik

1. ábra. Hőmérséklet-profil származtatása az alsó légkörben. A környező rádiószondás állomások méréseiből interpolált profil (pontosított vonal), a talajnál mért  $T_1$  értékre a vertikális hőmérsékleti gradiens segítségével épített profil (szaggatott vonal) és a két profilt csatoló eredő hőmérséklet eloszlás (folytonos vonal)



vertikális rácspontot, amely fölött a hőmérsékletet interpolációval származtatjuk. Az alsó  $1, \dots, k$  rácspontokon a hőmérsékletnek olyanoknak kell lennie, hogy a legalsó rácsponton a talajnál mért  $T_1$ -gyel legyen egyenlő, a  $k$ -adik rácsponton pedig az interpolált  $T_{k^{**}}$  értékkel. A legegyszerűbb ilyen megoldás a két profil lineáris csatolása:

$$T_i = T_1^* + \frac{T_{k^{**}} - T_1^*}{(k - 1)} (i - 1), \quad i = 1, \dots, k.$$

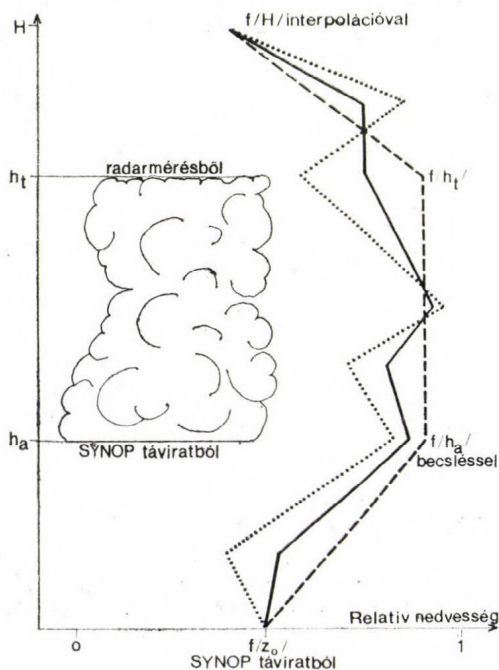
Ezt a csatolást szemléletesen az 1. ábra mutatja. A  $k$  értékét úgy célszerű megválasztani, hogy az a planetáris határréteg felett legyen. Esetünkben a csatoló réteg vastagságát 2000 m-nek vettük.

*A nedvesség-profil előállítás.* A rádiószondás mérések és a felhőképek összetételéből megállapítható, hogy szoros kapcsolat van az összfelhőzet mennyisége, fajtája, a felhőalap és felhőtető magassága, valamint a relatív nedvesség vertikális profilja között. A felhőfajta és a felhőalap becsült értéke megtalálható a SYNOP-táviratokban. A szinoptikus jelentésben ezenkívül szerepel a  $T_d(z_0)$  harmatpont, amiből a relatív nedvesség itteni értéke származtatható.

A felhőtető magasságát az operatív gyakorlatban is használatos radarmérésekből kapjuk. Ezen információk bevonásával a relatív nedvesség profilját a következő közelítéssel állítjuk elő a SYNOP állomások fölél:

$$f(z) = \begin{cases} \frac{f(h_a)(z - z_0) + f(z_0)(h_a - z)}{h_a - z_0}, & \text{ha } h_a > z > z_0 \\ f(h_a) = f(h_t), & \text{ha } h_t > z > h_a \\ \frac{f(H)(z - h_t) + f(h_t)(H - z)}{H - h_t}, & \text{ha } H > z > h_t \end{cases} \quad (13)$$

Itt  $z_0$  a földfelszín magassága,  $h_a$  a felhőalap magassága,  $h_t$  a felhőtető magassága,  $H$  a rácshálózat felső határainak magassága.



2. ábra. A nedvesség vertikális profiljának becslési sémája. A szaggatott vonal jelzi a felhőkép alapján becsült nedvesség eloszlást, a pontozott vonal az interpolált nedvesség, a folytonos vonal a kettő átlagolásával kapott nedvesség eloszlás

A rácshálózat felső határán lévő  $f(H)$  nedvességi paramétert a környező rádiószondás mérésekből interpoláljuk az 1.2 pontban leírt eljárások egyikével. Az  $f(h_a) = f(h_t)$  „markáns” relatív nedvesség értékek becsült mennyiségek, amelyeket úgy kaptunk, hogy megnéztük meghatározott borultsági viszonyok és felhőfajták esetén a rádiószondák hozzávetőlegesen milyen relatív nedvesség értékeket mértek a felhőalap és a felhőtető közötti magasságokban. Ezek esetünkben a következők ( $n$  a felhőtető mennyisége oktában):

1.  $1 \leq n \leq 4$  eset (kevés felhő) és nincs zivatarfelhő,  $f(h_a) = 0,7$ . Ha van zivatarfelhő akkor  $f(h_a) = 0,8$ .
2.  $4 < n \leq 6$  eset (közepesen felhős), és nincs sem zivatarfelhő, sem réteges esőfelhő,  $f(h_a) = 0,75$ . Ha van zivatarfelhő vagy réteges esőfelhő, akkor  $f(h) = 0,85$ .

3.  $6 < n \leq 8$  eset (erősen felhős vagy borult) és nincs zivatarfelhő,  $f(h_a) = 0,85$ . Ha van zivatarfelhő, akkor  $f(h_a) = 0,95$ .
4.  $n = 0$  (felhőtlen ég) esetén a törtnélineáris  $f(z)$  profil a felszíni  $f(z_0)$  és a tetőponti  $f(H)$  érték által meghatározott lineáris profillá válik.

A nedvesség fentiekben történő becslése tapasztalataink szerint akkor ad jobb eredményt mint a direkt úton történő (rádiószondás adatokból horizontális interpolációval nyert) előállítás, amikor a térbeli inhomogenitás nagy (pl. frontok, instabilitási vonalak esetén). Ennek oka egyrészt az, hogy az általunk becsült nedvességi markáns pont értékeknek nagy a szórásuk, másrészt a profilok csak a legritkább esetben lineárisak. Ugyanakkor egy adott légtömeg nedvességi állapotát csak a rádiószondák segítségével tudjuk objektíven megmérni. Ezért a végleges nedvesség-profil meghatározásához interpoláljuk a környező rádiószondás állomások relatív nedvesség-profiljait a szinoptikus állomás fölé, majd képezzük a felhőképek alapján becsléssel kapott profil és az interpolált profil átlagát. A „pszeudo-szonda” nedvesség-profilját úgy definiáljuk, hogy az a legalsó rácsponton a szinoptikus állomás nedvességével, a legfelső rácsponton az interpolált nedvességgel, a többi rácsponton pedig az átlagolt nedvességgel legyen egyenlő. A 2. ábrán a relatív nedvesség ilyen módon történő becslését mutatjuk be.

*A nyomás-profil helyreállítása.* A nyomás-profil helyreállítása a hőmérséklet és nedvesség-profilok ismeretében már viszonylag egyszerűen történik. Írjuk fel a hidrosztatika egyenletét két rácspont közötti rétegre:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R} \cdot \frac{dz}{\bar{T}_v}, \quad (14)$$

ahol  $\bar{T}_v$  a réteg átlagos virtuális hőmérséklete. Fejezzük ki a  $\bar{T}_v$ -t a  $p$  nyomással a réteg  $\bar{e}$  átlagos gőznyomásával és a réteg  $\bar{T}$  átlagos hőmérsékletével, majd helyettesítsük be (14)-be. Ekkor átrendezés után a következő egyenletet kapjuk:

$$\frac{p + \bar{e}}{(p + 0,622e)p} dp = \frac{g}{R} \frac{dz}{\bar{T}} \quad (15)$$

Mivel a relatív nedvesség és a hőmérséklet a rácspontokon ismert, a Magnus-Tetens formulával az  $e_s$  telítési gőznyomás kiszámolható, a relatív nedvesség

$$f = \frac{e}{e_s} \quad (16)$$

definíciós képletéből az  $e$ , átlagolás után az  $\bar{e}$  meghatározható. A (15) így zárt szeparábilis differenciálegyenletet jelent a  $p$  nyomásra. A (15) egyenlet segítségével  $i$  és  $i + 1$  rácspontok nyomása között integrálás után az alábbi összefüggést kapjuk:

$$k_2 \ln(p_{i+1} + k_2) + k_1 \ln \frac{p_{i+1}}{p + k_2} = k_2 \ln(p_i + k_2) + k_1 \ln \frac{p_i}{p_i + k_2} \frac{k_2 g}{RT_j} (z_{i+1} - z_i), \quad (17)$$

ahol  $k_1 = \bar{e}$  az  $i$  és  $i + 1$  rácspontok közötti réteg átlagos gőznyomása,  $k_2 = 0,622\bar{e}$ , a  $\bar{T}_i$  az  $i$  és  $i + 1$  réteg átlaghőmérséklete, végül a  $z_{i+1} - z_i$  a vertikális

rácsponatok távolsága. A (17) egyenletből  $p_{i+1}$  meghatározása az itt nem részletezett Müller-féle egymásutáni szakaszfelezések és az inverz parabola interpoláció módszerével történik (Kristiansen, 1963). A SYNOP-állomások fölé a nyomás-profil helyreállítása a hőmérséklet- és nedvesség-profilok ismeretében a (17) egyenlet segítségével végezhető el, ahol az első szint  $p$  nyomása a SYNOP-állomáson mért értékkel egyenlő.

*Profil helyreállítása SYNOP állomások fölött a politropitás interpolációjával.* Az alábbiakban ugyanazt a feladatot oldjuk meg, amelyet az előző részben, most azonban a SYNOP állomások fölé történő profilépítéshez egy, a gyakorlati számításoknál kevésbé alkalmazott paramétert, a légkör politropitási együtthatóit használjuk. A politropitási együtthatókat a rádiószondás állomások méréseiből rétegekre számítjuk ki, és azt interpoláljuk a SYNOP állomások fölé. A politropitási együtthatótól azt várjuk, hogy komplexebben jellemzi a légkör állapotát, mint a hőmérséklet gradiens önmagában. A politropitási együtthatónak a hőmérséklet mellett a nyomás is komponense, és az — mint vertikálisan integrális paraméter — térbeli eloszlását illetően „simább”, mint a hőmérséklet, és alkalmasnak tűnhet a légköri diszkontinuitások kezelésére.

A rádiószondás állomások méréseit írjuk át nyomási koordináta-rendszerbe. Tekintsük most a  $T(p)$  profilt a rádiószondázó pontok fölötti légszlopban. A politropitási együtthatót meghatározó

$$\frac{T_{i+1}}{T_i} = \left( \frac{p_{i+1}}{p_i} \right)^{n_i}, \quad i = 1, \dots, m-1 \quad (18)$$

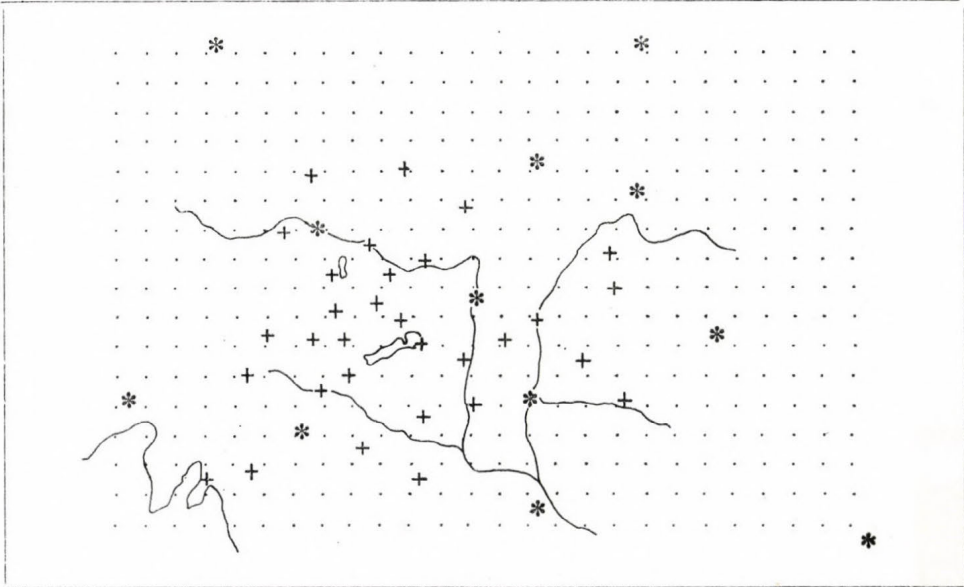
egyenletből számoljuk ki az adott  $i$  és  $i+1$  szintek közötti réteg politrópiáját jellemző  $n_i$ -t.

Ezeket a politrópia-együtthatókat interpoláljuk az 1.2 pontban leírt módszerek egyikével a szinoptikus állomások fölé. A szinoptikus állomáson mért  $T_0$  földfelszíni hőmérséklet és  $p_0$  nyomás érték ismeretében standard hőmérsékleti eloszlás szerinti extrapolációval előállíthatjuk a „kezdő”  $p_1 = p_0 + \Delta p$  szinten a  $T_1$  hőmérsékleti értéket. Ezt és az interpolált  $n_i^*$  politrópia-együttható értéket felhasználva, rétegről rétegre haladva, felépítjük a hőmérsékleti profilt:

$$T_{i+1} = \left( \frac{p_{i+1}}{p_i} \right)^{n_i^*} T_i, \quad i = 1, \dots, m-1 \quad (20)$$

Újra megoldandó feladat azonban a  $p$ -rendszerből a  $z$  rendszerbe való áttérés, amely a  $p(z)$  eloszlás felépítését igényli. Ennél a munkafázisnál is feltételezzük, hogy rendelkezésünkre áll a relatív nedvesség  $f(z)$  vertikális profiljának becslése. Ennek alkalmazásával lényegében analóg módon számolunk, mint a TEMP-állomások felett végzett magasságszámítás esetében, azaz itt is az (1) képletet használjuk fel. Jelen esetben azonban a magasságszámolás némileg bonyolultabb. Az (1) képletben az  $i$  és  $i+1$  rácspontok közötti réteg átlagos virtuális hőmérsékletét használjuk fel. Amikor a legalsó rácspontból a föltte levőre számolunk, akkor a talajmenti nedvesség karakterisztikák ismeretében meg lehet határozni a  $T_{v1}$ -t, azonban a  $T_{v2}$  értéket csak akkor tudjuk kiszámolni, ha már ismerjük a  $Z_2$  értékét, mivel a nedvesség-profil a magasság függvényében áll rendelkezésünkre. Ezt a nehézséget úgy hidaljuk át, hogy két lé-

pésben számoljuk ki a  $Z_2$ -t. Először egy  $Z_2^*$  közelítő magasságot számolunk, azzal a feltevéssel hogy  $f^* = f_1 = f(Z_1)$ , és  $p_2, T_2$  valamint  $f^*$  felhasználásával meghatározott  $T_v^*$  értékkel helyettesítjük a  $T_{v_2}$ -t. Az így kapott  $Z_2^*$  érték birtokában az ismert relatív nedvesség-profil felhasználásával meghatározhatjuk az  $f(Z_2^*)$ -t, majd feltesszük hogy  $f(Z_2^*) = f_2$ . Az  $f$  ismeretében kiszámolhatjuk  $T_{v_2}$ -t, és (1) felhasználásával  $Z_2$  értékét. A továbbiakban hasonlóan járunk el minden rácspontban. Az eljárás végeredménye — akár az előző részben — a  $z$ -ben ekvidisztáns rácstra a nyomás, a hőmérséklet és a nedvesség értékei.



3. ábra. Az eljárás során alkalmazott rácshálózat, a rádiószondázó állomásokkal (\*-ga jelölt pontok) és a „pszeudo-szondás” állomásokkal (+ jellel azonosított pontok)

1.4. A végleges spline interpoláció a mezo-skálájú rácstra. A munkánkban felhasznált rácshálózat a Kárpát-medence területére szerkesztett  $\Delta s = 20$  km felbontású derékszögű rács, az északi félgömbnek a 60 É szélességi körön mérettartó, polárisztereografikus projekciójú térképén (Kapovits és Tóth, 1987). Egyes esetekben ezen rácshálózat 40 km felbontású „durvább” változatait használjuk. A 3. ábrán feltüntetett rácshálózaton megjelöltük a felhasznált rádiószondás állomásokat és a szinoptikus állomásokat amelyek fölé a „pszeudo-szondákat” szerkesztettük.

A végleges interpolációval szemben két fő követelményünk van:

a) Szabálytalanul elhelyezkedő alapponthálózatról (TEMP-állomások + SYNOP-állomások) kell a szabályos elrendeződésű rácspontokba interpolálni.

b) Lényeges az interpoláció pontossága, ugyanakkor ne legyen túlságosan simító hatású.

A 1.2 pontban leírt eljárások közül, a tapasztalataink szerint, a biharmonikus spline jobban kielégíti a b) követelményt, ezért a végleges interpoláció során ezt a módszert alkalmaztuk, vállalva a nagyobb számításigényt.

## 2. Az objektív analízis gyakorlati megvalósítása, tesztelése és eredményei

Az eljárás gyakorlati megvalósítása az OMSZ Számítóközpont BASF számítógépén kezdődött. Mivel az operatív alkalmazásra a Balatoni Viharjelző Observatóriumban van elsődleges igény, ezért a programrendszereket átírtuk az ott található PC géphálózatra. A programok jelentős számítástechnikai kapacitást igényelnek, az objektív analízis lefuttatására egy több modulból álló rendszert kellett létrehozni. A forrásprogramok FORTRAN nyelven készültek, a futási idő 25—30 perc. Mint arra az előző fejezetben utaltunk, a horizontális interpoláció során a biharmonikus spline nagyságrenddel jobbnak bizonyult, mint a trunkált Taylor-sor, ezért az alábbi kísérletekben az utóbbi módszert alkalmaztuk. Az előző pontokban leírt eljárásokat olyan módon teszteltük, hogy a budapesti rádiószondás mérések adatait kivettük az input adatok közül, és helyettük az ugyanebben az időben észlelt budapesti SYNOP-adatokat tekintettük bemenő információként. (A tesztelésnél az 1.3 alfejezet 1. pontjában leírt hőmérséklet-profil helyreállítást alkalmaztuk.) Felépítettük Budapest fölé a „pszeudo-szondás” adatsort, és ezt vetettük össze a valóságos rádiószondával mért mennyiségekkel. Az 1.—3. táblázatokban egy ilyen kontroll eredményeit mutatjuk be, amely az 1988. szeptember 2-án 12 GMT-kor mért adatokra épül. Ebben az időpontban a vizsgált térségben meglehetősen bonyolult időjárási helyzet uralkodott. A mérés időpontját követően egy délnyugati instabilitási vonal alakult ki, tehát a nagytérségű, jelentős baroklinitást elő-

### 1. TÁBLÁZAT

Budapest fölött a valódi relatív nedvesség ( $F$ ), a környező mérésekből interpolációval nyert relatív nedvesség ( $F_i$ ), és a „pszeudo-szonda” relatív nedvességének ( $F_v$ ), összetevése az alsó 25 rácsponton.

Magasság (m)	Relatív nedvesség				
	$F$	$F_i$	$F_v$	$F - F_i$	$F - F_v$
140	0,6	0,6	0,6	0,0	0,0
400	0,6	0,6	0,6	0,0	0,0
800	0,6	0,7	0,6	-0,1	0,0
1200	0,6	0,7	0,7	-0,1	-0,1
1600	0,5	0,7	0,7	-0,2	-0,2
2000	0,4	0,7	0,7	-0,3	-0,3
2400	0,4	0,7	0,7	-0,3	-0,3
2800	0,4	0,7	0,6	-0,3	-0,2
3200	0,5	0,7	0,6	-0,2	-0,1
3600	0,5	0,7	0,6	-0,2	-0,1
4000	0,5	0,7	0,6	-0,2	-0,1
4400	0,5	0,8	0,6	-0,3	-0,1
4800	0,5	0,8	0,7	-0,3	-0,2
5200	0,5	0,9	0,7	-0,4	-0,2
5600	0,5	0,9	0,8	-0,4	-0,3
6000	0,7	0,9	0,8	-0,2	-0,1
6400	0,8	0,9	0,8	-0,1	-0,1
6800	0,8	0,8	0,8	0,0	0,0
7200	0,8	0,8	0,8	0,0	0,0
7600	0,8	0,7	0,8	0,1	0,1
8000	0,8	0,7	0,7	0,1	0,1
8400	0,8	0,6	0,7	0,2	0,2
8800	0,8	0,6	0,7	0,2	0,2
9200	0,8	0,6	0,7	0,2	0,1
9600	0,8	0,7	0,7	0,1	0,1

idéző folyamatokon kívül a mezo-skálájú rendezett konvektív aktivitás is szerepet játszott a meteorológiai mezők alakulásában. Az esettanulmány során megfigyelt hibák ilyen módon a módszer korlátaiként is felfoghatók.

Az 1. táblázatban a 25 alsó rácspontban három féle nedvesség-profil összevetése látható. A Budapest fölött a mérésekből származó, a környező rádiószondás mérésekből biharmonikus spline interpolációval származtatott, és a „pszeudo-szonda” által szolgáltatott nedvesség-profil. Látható, hogy a „pszeudo-szonda” adja a jobb közelítést. Általában is igaz, hogy a horizontális interpolációval nyert nedvességnél annál jobb a „pszeudo-szonda” nedvessége, minél nagyobb a légkörben a nedvesség térbeli inhomogenitása.

A 2. táblázatban a 25 alsó rácspontra a Budapest feletti mérésből kapott  $p$  nyomás, a hőmérsékleti gradiens interpolációjával számított  $p_t$ , a politrop interpolációval számított  $p_n$ , valamint a sima horizontális interpolációval számított  $p_i$  összevetése szerepel. Látható, hogy a  $p_t$  és  $p_n$  értékek jobban közelítik  $p$ -t mint a  $p_i$ , tehát a SYNOP állomások fölé épített „pszeudo szondák”-nak a nyomás meghatározásában is van létjogosultságuk.

A 3. táblázatban a hőmérsékletek hasonlóképpen történő összevetése látható. Itt is az előzőekhez hasonló eredményeket kaptunk.

A bemutatott esettanulmányban a hőmérsékleti gradiensre alapuló „pszeudo szondák” általában jobb eredményt adtak, mint a politróp módszer. Mivel a két módszer eltérése nem túlságosan nagy, megnéztük, hogy az eljárás

## 2. TÁBLÁZAT

*Budapest fölött a valódi nyomás ( $p$ ), a biharmonikus spline interpolációval nyert nyomás ( $p_i$ ), a hőmérsékleti gradiens segítségével épített „pszeudo-szondás” nyomás ( $p_t$ ), és a politróp „pszeudo-szonda” által létrehozott nyomás ( $p_n$ ) összevetése az alsó 25 rácsponton.*

Magasság (m)	Nyomás (hPa)						
	$p$	$p_t$	$p_n$	$p_i$	$p-p_t$	$p-p_n$	$p-p_i$
teng. szint	1000,9	1000,9	1000,9	1001,2	0,0	0,0	-0,3
400	956,1	956,0	956,0	956,1	0,1	0,1	-0,4
800	912,8	912,9	913,0	912,8	-0,1	-0,2	-0,6
1200	870,9	871,2	871,2	871,9	-0,3	-0,3	-1,0
1600	830,8	831,2	831,3	831,9	-0,4	-0,5	-1,1
2000	792,1	792,6	792,8	793,4	-0,5	-0,7	-1,3
2400	755,0	755,5	755,6	756,4	-0,5	-0,6	-1,4
2800	719,3	719,7	719,8	720,6	-0,4	-0,5	-1,3
3200	685,0	685,3	685,4	686,3	-0,3	-0,4	-1,3
3600	652,2	652,4	652,5	653,5	-0,2	-0,3	-1,3
4000	620,6	620,8	620,8	622,2	-0,2	-0,2	-1,4
4400	590,3	590,5	590,4	591,8	-0,2	-0,1	-1,5
4800	561,2	561,4	561,4	562,7	-0,2	-0,2	-1,5
5200	533,2	533,5	533,5	534,8	-0,3	-0,3	-1,6
5600	506,4	506,7	506,8	508,1	-0,3	-0,4	-1,7
6000	480,6	481,1	481,1	482,5	-0,5	-0,5	-1,9
6400	456,0	456,5	456,6	457,9	-0,5	-0,6	-1,9
6800	432,6	433,0	433,1	434,4	-0,4	-0,5	-1,8
7200	410,1	410,4	410,6	411,9	-0,3	-0,5	-1,8
7600	388,7	388,8	389,0	390,3	-0,1	-0,3	-1,6
8000	368,1	368,2	368,3	369,1	-0,1	-0,2	-1,0
8400	348,4	348,4	348,5	349,1	0,0	-0,1	-0,7
8800	329,6	329,4	329,7	330,3	0,2	-0,1	-0,7
9200	311,5	311,2	311,3	312,1	0,3	0,2	-0,6
9600	294,1	293,9	293,9	294,7	0,2	0,2	-0,6

mennyire függ az időjárási helyzettől. Több szinoptikus konfigurációban is lefuttattuk az eljárást, és azt tapasztaltuk, hogy a két módszer eltérése általában nem szignifikáns, azonban a labilis melegszeletorban, izobárikus „mocsár helyzetben,” nedves konvergenciahelyzetben a hőmérsékleti gradienst használó eljárás jobb mint a politróp módszer. Éles, gyorsan mozgó hidegfrontnál a politróp módszer pontosabbnak bizonyult. A különbség azonban sehol nem jelentősebb, mint a bemutatott esetben.

### 3. TÁBLÁZAT

*Budapest fölött a valóságban mért hőmérséklet ( $T$ ), az interpolációval nyert hőmérséklet ( $T_i$ ), a hőmérséklet gradiens interpolációjával működő „pseUDO-szondával” kapott hőmérséklet ( $T_t$ ), és a politropitási egyjűthatós használó „pseUDO-szonda” hőmérsékletének ( $T_n$ ) összevetése az alsó 25 rácsponton.*

Magasság (m)	Hőmérséklet (K)						
	$T$	$T_t$	$T_n$	$T_i$	$T-T_t$	$T-T_n$	$T-T_i$
140	299,7	299,7	299,7	300,5	0,0	0,0	-0,8
400	296,1	296,0	295,9	296,8	0,1	0,2	-0,7
800	292,0	292,9	292,9	293,7	-0,9	-0,9	-1,7
1200	290,4	290,2	290,7	291,0	0,2	-0,3	-0,6
1600	287,3	287,7	287,8	288,5	-0,4	-0,5	-1,2
2000	285,2	285,6	285,8	286,4	-0,4	-0,6	-1,2
2400	282,6	282,1	283,2	282,9	0,5	-0,6	-0,3
2800	280,1	278,9	281,1	279,7	1,2	-1,0	0,4
3200	278,3	277,6	279,1	278,4	0,7	-0,8	-0,1
3600	275,8	276,4	276,7	277,2	-0,6	-0,9	-1,4
4000	273,1	274,1	274,0	274,9	-1,0	-0,9	-1,8
4400	270,4	270,6	270,7	271,4	-0,2	-0,3	-1,0
4800	267,6	268,7	269,2	269,5	-1,1	-1,6	-1,9
5200	264,9	266,4	266,6	267,2	-1,5	-1,7	-2,3
5600	262,1	263,8	263,8	264,6	-1,7	-1,7	-2,5
6000	260,0	261,5	261,6	262,3	-1,5	-1,6	-2,3
6400	258,1	259,2	259,6	260,0	-1,1	-1,6	-1,9
6800	256,4	256,7	257,1	257,5	-0,3	-0,7	-1,1
7200	254,0	254,0	254,3	254,8	0,0	-0,3	-0,8
7600	251,4	251,3	251,7	252,1	0,1	-0,3	-0,7
8000	248,7	248,5	248,7	249,3	0,2	-0,2	-0,6
8400	245,8	245,7	245,8	246,5	0,1	0,0	-0,7
8800	242,5	242,6	242,4	243,4	-0,1	0,1	-0,9
9200	239,3	239,4	239,0	240,2	-0,1	0,3	-0,9
9600	236,1	236,2	235,9	237,0	-0,1	0,2	-0,9

Feltehetően a különbség onnan adódik, hogy a politróp módszernél a hidrosztatikai megkötés — amely a  $p$  és  $T$  mezők  $z$ -beli megfeleltetésekor jelentkezik — jobban torzítja az eljárást olyan helyzetekben, amikor a nem hidrosztatikus hatások is számottevők.

### 3. Összefoglalás

A bemutatott eljárás része annak a kísérletnek, amely a dinamikus meteorológia eszközeivel tanulmányozza a mezo-skálájú rendezett konvektív objektumokat (Horváth és Práger, 1985). A módszertől azt várjuk, hogy vele olyan eszköz kerül a kezünkbe, amellyel lehetőség nyílik az eddig adathiány miatt nehezen tanulmányozható mezo  $\alpha$ -skálájú folyamatok dinamikájának megismerése.

*Köszönetnyilvánítás.* A szerzők ezúton mondanak köszönetet *Dévényi Dezső*nek és munkatársainak, hogy lehetővé tették az általuk készített biharmonikus spline softwarejének felhasználását.

#### IRODALOM

- Atkinson, B. W.*, 1981: *Meso-scale Atmospheric Circulation*. Academic Press, New York and London.
- Dévényi, D., Ihász, I. és Sipos Gy.*, 1988: Common Objective Analysis of Satellite and Traditional Meteorological Information. *Symposium on Using Satellite Measurements in Modelling and Forecasting Atmospheric Phenomena, Prague 5–9. April 1988*, 174–179.
- Götz, G. és Rákóczi F.*, 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*. Tankönyvkiadó, Budapest
- Holton, J. R.*, 1972: *An Introduction to Dynamical Meteorology*. Academic Press, New York, London
- Horváth, Á. és Práger, T.*, 1985: Zivatarlancok dinamikája és előrejelezhetősége. *Időjárás* 98, 141–160.
- Kapovics, A. és Tóth, P.*, 1987: Egységes derékszögű rácshálózat mezo- és kisléptékű analíziséhez a Kárpát-medence területén. *Meteorológiai tanulmányok* No. 62. Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Kristiansen, G. K.*, 1963: Zero of arbitrary function. *BIT* 3. 205–206.
- Wahba, G. and Wendelberger, J.*, 1980: Some new mathematical methods for variational Objective analysis using splines and cross validation. *Mon. Wea. Rev.* 108. 1122–1143.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 1. szám, 1990. január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## Kísérlet egy horizontális energiaegyensúlyi és egy vertikális sugárzási-konvektív éghajlatmodell összekapcsolására

KOVÁCS ELEONÓRA és PÁLVÖLGYI TAMÁS

*Központi Légtérfizikai Intézet  
H—1675 Budapest, Pf. 39.*

Egy esetleges éghajlatváltozásnak az éghajlati rendszer lassú alrendszereire, illetve a légkör vertikális hőmérsékleti és sugárzási profiljaira gyakorolt együttes hatását kívánjuk szimulálni a már a korábbiakban kidolgozott horizontális (havi bontású) energiaegyensúlyi és egydimenziós vertikális sugárzási-konvektív modell összekapcsolásával. Jelen dolgozatban az új termodinamikai modell felépítését, valamint a teszt-kísérletek első eredményeit ismertetjük. Az egyesített modellkonstrukció kifejlesztése során speciális csatolási technikát alkalmaztunk: a felszínhőmérséklet mellett (ami a radiatív-konvektív szubmodell peremfeltételét képviseli) a felhőzet, a felszínalbedő és bizonyos besugárzási mennyiségek is csatoló szerepet töltenek be a két szubmodell között. A teszt-kísérletek alapján megállapítható, hogy az ismertetett csatolási technika — a már kidolgozott többcellás (kvázi két-dimenziós) energiaegyensúlyi modell alapján — elvezethet egy kvázi három-dimenziós termodinamikai éghajlatmodell megalkotásához.

\*

*An attempt to coupling a horizontal energy balance and a vertical radiative-convective climate model. An earlier constructed surface (monthly resolution) energy balance boxmodel and a 1-D vertical radiative-convective model has been coupled to simulate the common influences of a potential climate change on the slow subsystems and on the vertical atmospheric temperature and radiation profile. The main purpose of this study is to show the structure of this new thermodynamic model and to demonstrate the first results of test experiments. In this combined model construction a special coupling technique has been worked out: beside the surface temperature (which represents the boundary condition of the radiative-convective submodel), the cloud amount, the surface albedo and certain characteristics of insolation have been chosen as coupling parameters between the two submodels. On the basis of the test experiments it has been pointed out that the outlined coupling method is suitable to develop a quasi 3-D thermodynamic climate model using the constructed multibox (quasi 2-D) energy balance model.*

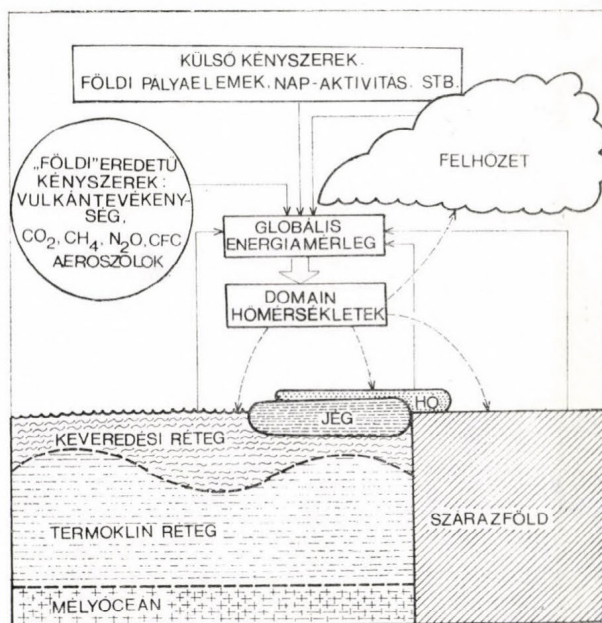
**Bevezetés.** Az éghajlat, illetve az éghajlati rendszer mélyebb megismerésének igénye megköveteli a klímamodellek térbeli és időbeni felbontásának valamint az alkalmazott parametrizációs technikáknak a folyamatos javítását. Az általános cirkulációs modellekkel végzett kísérletek (pl. *Washington és Meehl*, 1983) rámutattak, hogy a földfelszíni éghajlati karakterisztikák másodfajú előrejelzésén kívül törekednünk kell a légköri vertikális profilok szimulálására is. Ugyanakkor több szerző említi, hogy a pusztán a légköri alrendszere leszűkített vertikális sugárzási-konvektív éghajlatmodellek valószínűleg alulérzékenyek (*Hall*, 1985), és így nem tekinthetünk el a sugárzási-kon-

vektív modell alsó határfeltételeit biztosító felszíni és felszín alatti termodinamikai folyamatok figyelembevételétől.

Mindezek alapján közvetlen célkitűzésünk egy olyan hónapos időbeli bontású kapcsolt termodinamikai éghajlatmodell létrehozása, amely egyesíti a felszíni alrendszer energiaegyensúlyi modellezésének kvázi-kétdimenziós horizontális eredményeit egy sugárzási-konvektív modell vertikális eredményeivel. Az összekapcsolási technika kifejlesztése érdekében — átmeneti lépésként — a vertikális szubmodellt egy nulladimenziós energiaegyensúlyi cellamoddellel kapcsoltuk össze; a jelen dolgozat tárgyát a csatolási technika ismertetése és tesztelése képezi.

## 1. A kapcsolt termodinamikai modell felépítése

1.1 A horizontális szubmodell. A felhasznált horizontális szubmodell az Északi-félgömb atmoszféra — kontinens — óceán — krioszféra rendszerének havi bontású boxmodellje (Pálvölgyi, 1988), amelynek kifejlesztése során az



1. ábra. Az Északi-félgömb atmoszféra-kontinens-óceán-krioszféra rendszerét szimuláló horizontális szubmodell felépítése

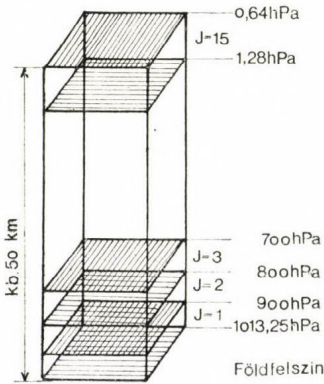
óceán és a tengeri jégtakaró folyamatainak modellezésére egy-egy 1 dimenziós almodellt alkalmaztunk. A modelltartományok (1. ábra) horizontálisan átlagoltak és éghajlati állapothatározóik közé — hőmérsékletükön kívül — az arktikus tengeri jégtakaró kiterjedése és az óceáni keveredési réteg vastagsága is beletartozik. A modelltartományok belsőenergia változásait az állapothatározóikra felírt hatásmertlenes, erősen nem-lineáris közönséges differenciálegyenlet-rendszer írja le. A belsőenergia változásokat meghatározó energiafluxusok a következők:

— A légkör külső határánál belépő napsugárzás a felhőzet mennyiségétől függően elnyelődik és szóródik, illetve a felszínalbedő mértékétől

függően visszaverődik, így biztosítja a légkör és a felszín rövidhullámú energiabevételt.

— A felszín hosszuhullámú kisugárzásának egy részét a felhőzet elnyeli, másik része pedig — a légkör saját kisugárzásával együtt — eltávozik a modellezett éghajlati rendszerből.

— Az egyes modelltartományok között turbulens energiafluxusok lépnek fel, ezeket a fluxusokat a felszínnel párhuzamos határfelületeken szenzibilis és latens hőáramokként, míg az erre merőleges határfelületeken makroskálájú konvekcióként parametrizáltuk. (Az egyes visszacsatolási parametrizációk összefoglalását részletesebben *Pálvölgyi* (1987) munkája írja le.)



2. ábra. Az egydimenziós stacionárius sugárzási-konvektív szubmodell vertikális struktúrája

**1.2 A vertikális szubmodell.** Az alkalmazott sugárzási-konvektív modell egy — a GGO-ban (Leningrád) kidolgozott — alapmodell (*Karol és Frolkisz, 1984*) jelentősen módosított illetve továbbfejlesztett változata (*Práger és Kovács, 1988*). A létrehozott egydimenziós, stacionárius modell az egységnyi alapterületű (horizontálisan átlagolt) légoszlopot a felszíntől a kb. 50 kilométeres magasságig 15 rétegre osztja (2. ábra). Az egyes rétegekre felírt energiamérleg-komponensek (rövidhullámú illetve hosszuhullámú energiaáramok valamint a konvektív úton szállítódó latens és szenzibilis hő) — a megfelelő peremfeltételek figyelembevételével — zárt rendszert alkotnak a vertikális hőmérsékleti profil előállításához. Az egyes energiamérleg-összetevők parametrizációja illetve az alkalmazott peremfeltétel a következő:

— A modell az effektív rövidhullámú áramok és hosszuhullámú át-bocsátási függvények kiszámítása során a nyomgázoknak, az aeroszoloknak és a felhőzetnek a  $0,2 \mu\text{m}$ — $100 \mu\text{m}$  spektrumtartományba eső optikai tulajdonságait képes figyelembe venni. Az említett optikailag aktív anyagok hatását az egyes hullámhossz-intervallumokban empirikus át-bocsátási függvények írják le. A hullámhossz szerinti integrálás során az ún. széles sáv közelítést alkalmaztuk.

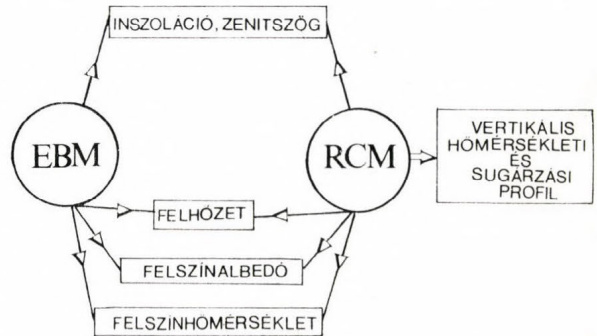
— A konvektív úton szállítódó szenzibilis és latens hő parametrizálása átrétegzési eljárással történik (*Práger, 1978*). Az eljárás, a pillanatnyi és a kritikus hőmérsékleti gradiens összehasonlítása alapján, a konvekció által módosított új hőmérsékleti profilt állítja elő.

— A számítások során (adott profilból indulva) az energetikai egyensúlynak megfelelő vertikális hőmérsékleti profilt iterációs eljárás határozza

meg. Az iteratív lépésekben — a sugárzási viszonyoktól illetve az átrétegzési folyamatoktól függetlenül — a földfelszíni hőmérséklet rögzített érték; így a felszínhőmérséklet az egész eljárás peremfeltételül szolgál.

**1.3 A szubmodellek összekapcsolása.** A modellek összekapcsolását a lassú alrendszerek (az óceán és a krioszféra) vertikális profilokra is kiható folyamatainak a figyelembevétele teszi szükségessé. Az összekapcsolás megvalósítására két út kínálkozik:

a) A két szubmodell teljes (strukturális) „összeolvasztása”. Ebben az esetben a horizontális szubmodell radiatív blokkját mintegy lecsereljük, és helyette



3. ábra. A kapcsolt horizontális energiaegyensúlyi (EBM) és vertikális sugárzási-konvektív (RCM) modell szerkezeti sémája

a sugárzási-konvektív modell számolja a felszíni rövid- és hosszuhullámú energiafluxusokat. Ilyen jellegű modellépítésre törekcszenek az ún. kapcsolt általános cirkulációs modellek fejlesztői, illetve valósítottak meg az időben stacionárius, kis felbontású vertikális-zonális termodinamikai modellek.

b) A szubmodellek peremfeltétel(ek)en keresztül történő funkcionális összekapcsolása. E módszer kidolgozása *Ramanathan et al. (1979)* munkájához fűződik. Az eljárás során a felszíni energiaegyensúlyi modell megtartja az egyszerűsített radiatív blokkját, és az általa számolt felszínhőmérséklettel — mint peremfeltétellel — az autonóm működésű sugárzási-konvektív modell reprodukálja a vertikális sugárzási és hőmérsékleti profilokat. A módszer lényege, hogy a parametrizált folyamatok szempontjából a vertikális szubmodell zárt fizikai rendszert képez, így az egymás melletti modell-oszlopok semmiféle kölcsönhatásban nem állnak egymással. Ebből következik, hogy a vertikális szubmodell mindössze „egyetlen szállal” (a felszíni hőmérséklettel) kapcsolódik a modell-éghajlati rendszerhez, így bizonyos — elsősorban külső — gerjesztési folyamatok csak a felszíni energiaegyensúlyi modellen keresztül fejthetik ki hatásukat a vertikálisban.

Felmérve lehetőségeinket, és mérlegelve az ismertetett csatolási technikák előnyeit és hátrányait, a b) módszerre épülő, de a két eljárás közötti átmenetet képező technikát fejlesztettünk ki. Alapvető változtatást jelent, hogy a szubmodellek közötti csatolást — a peremfeltételt adó felszínhőmérsékleten kívül — kiterjesztettük más (a leglényegesebb „modell-közi” fizikai folyamatokat képviselő) ún. csatolási paraméterekre is. Ezek:

— a légkör külső határára érkező sugárzási fluxus  $S_0$  és a  $h_s$  napos órák átlagos hossza (*Major et al. 1982*)

$$S_0(t) = 345,5 + 46,9 \cdot \sin(\omega t) - 4,4 \cdot \sin(3\omega t) - 7,9 \cdot \sin(5\omega t) - 110 \cdot \cos(\omega t) - 2,6 \cdot \cos(2\omega t) + 3,7 \cdot \cos(4\omega t) + 2,8 \cdot \cos(6\omega t)$$

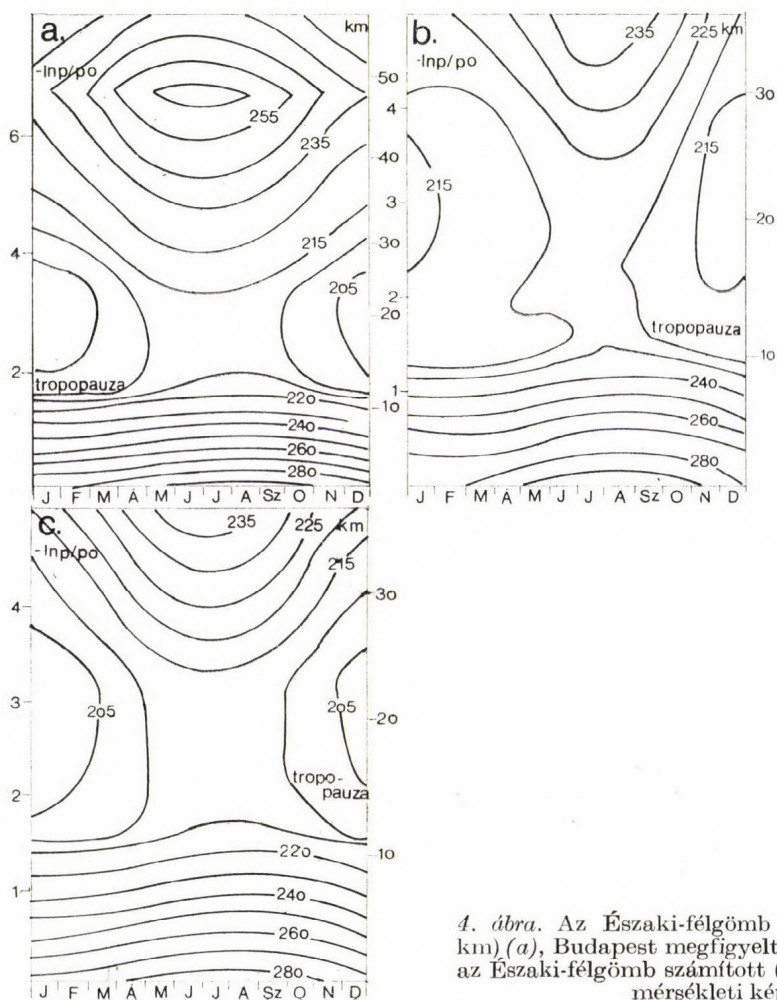
$$h_s(t) = 0,5 - 0,011 \cdot \sin(\omega t) - 0,0012 \cdot \sin(2\omega t) - 0,122 \cdot \cos(\omega t) - 0,0005 \cdot \cos(2\omega t);$$

— a c felhőzet (*Hughes és Henderson-Sellers, 1985* alapján)  
 $c(t) = 0,475 + 0,004 \cdot T_a(t);$

— az  $\alpha_s$  szárazföldi felszínalbedő (*Kukla és Robinson, 1980* alapján)  
 $\alpha_s(t) = 0,278 - 0,0055 T_a(t).$

Ezekben a formulákban  $t$  az idő (hónapokban),  $\omega = 2\pi/12$  hó<sup>-1</sup>,  $T_a$  pedig a felszíni léghőmérséklet.

A kapcsolt modell szerkezeti sémáját a 3. ábrán tüntetjük fel. Az időfüggő horizontális energiaegyensúlyi (EBM) és a stacionárius sugárzási-konvektív (RCM) éghajlatmodell együttes működtetése a következőképpen történik: A felszíni energiaegyensúlyi modell a külső és belső gerjesztéseknek megfelelően minden időlépcsőben (hónaponként) egyebek között kiszámolja a nem-arktikus,



4. ábra. Az Északi-félgömb számított (0–50 km) (a), Budapest megfigyelt (0–32 km) (b) és az Északi-félgömb számított (0–32 km) (c) hőmérsékleti képe

kontinentális terület felszínhőmérsékletét, valamint az erre a területre vonatkozó csatolási paramétereket. A sugárzási-konvektív modell — ugyanazon külső és belső gerjesztést alkalmazva — a csatolási tagokkal, mint bemenő paraméterekkel, illetve a felszínhőmérséklettel, mint peremfeltétellel iteratív eljárás során reprodukálja a vertikális hőmérsékleti profilt.

## 2. Eredmények

A következő lépés az előző részben bemutatott kapcsolt modell tesztelése volt. A modellel reprodukáltuk az Északi-félgömb felszín-légkör rendszerének éves hőmérsékleti valamint rövidhullámú és hosszúhullámú energia viszonyait. A hivatkozott ábrasorozaton ezeknek az éghajlati karakterisztikáknak az idő-magasság szerinti eloszlását mutatjuk be.

*2.1 A hőmérsékleti viszonyok reprodukálása.* A 4a. ábra alapján a következőket állapíthatjuk meg:

— A legjelentősebb változások a troposzférában játszódnak le; erre mutatnak a sűrűn elhelyezkedő vízszintes izovonalak, amelyeket jobban szemügyre véve egy-másfél hónapos eltolódást tapasztalhatunk. A meleg időszak ugyanis kitolódik az őszi első felére is, mivel a nyáron jelentős mértékben felmelegedett felszín tehetetlensége folytán csak bizonyos idő-eltolódással képes követni a külső feltételek változását. Ugyanezt figyelhetjük meg (ellentétes előjellel) a tél-tavaszi viszonylatában is: a télen lehűlt felszín lassan melegszik fel, ezért még a tavasz első felében is viszonylag alacsony hőmérsékletek fordulnak elő.

— Az alsó sztratoszférában a hőmérséklet alig változik a magassággal: a hőmérsékleti gradiens értéke majdnem nullának vehető. A téli időszakban nagy hideggócot, míg a nyári és az őszi eleji időszakban meleg felhalmozódást találunk a légkör ezen rétegében.

— Tovább haladva felfelé a sztratoszférában a hőmérséklet fokozatos emelkedését követhetjük nyomon. A hőmérsékleti gradiens jóval kisebb, mint a troposzférában. Az izovonalak futásában is jelentős változás következik be a troposzférához képest: egyrészt jelentősebb eltérések mutatkoznak a nyári és a téli időszak között; másrészt a troposzférában tapasztalt izoterma-eltolódás mértéke is csökken.

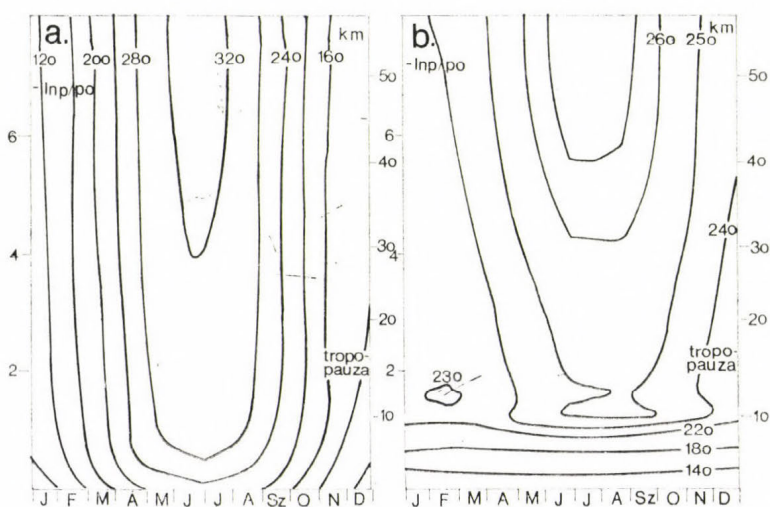
— Egy meghatározott szinttől — kb. 45–50 km-től — kezdődően a magasság növekedésével a hőmérséklet fokozatosan csökken. Az izovonalak zárt ellipszis alakzatot vesznek fel.

Ezek a következtetések a valóságban is fennálló viszonyokat tükröznek; ezt bizonyítandó összehasonlítási alapul a Budapesten 1962–87 között mért hőmérséklet adatokból előállított  $T(t, z)$  idő-magasság grafikont mutatjuk be (4b. ábra). Mivel a rendelkezésünkre álló adatsor vertikálisan csak kb. 32 km-ig terjed, ezért a modellel előállított 4a. ábrából is ezt a részt metszettük ki (4c. ábra). Annak ellenére, hogy a 4b. ábra egy adott helyen mért adatokat tartalmazó grafikon, szemben a 4c. ábra modellel előállított, félgömbi átlagadataival, mégis megfigyelhetjük a kettő közötti minőségi hasonlóságot. A 4c. ábrával kapcsolatban elmondottak túlnyomórészt a 4b. ábrára is érvényesek, bár a Budapestre vonatkozó grafikon tartalmaz helyi sajátosságra utaló jegyeket is.

*2.2 A sugárzási mérlegek reprodukálása.* Mielőtt rátérnénk következő ábráinkra, célszerű néhány alapfogalom áttekintése: A Föld-légkör rendszer ener-

giaháztartását a rövidhullámú (szoláris) és a hosszúhullámú (földi) sugárzás, vagy más megfogalmazásban a Nap által kibocsátott sugárzás, illetve a Föld felszínének és légkörének a hőmérsékleti sugárzása határozza meg. Mindkét esetben a felszín és a világűr felé haladó sugárzásáram egyaránt jelen van; ezeknek a különbségéből adódik az ún. sugárzási egyenleg. A hosszúhullámú sugárzási egyenleg —1-szeresét effektív kisugárzásnak nevezzük; ez alkotja a Föld-légkör rendszer energiavesztését, míg az effektív rövidhullámú besugárzás a rendszer energianyereségét.

A rövidhullámú sugárzás szempontjából a zenitszög, a napos órák átlagos hossza valamint a rendszeralbedő az elsődleges alakító tényező; a hosszúhullámú



5. ábra. Az Északi-félgömb számított hosszúhullámú mérlege (0–50 km) (a) és számított rövidhullámú mérlege (0–50 km) (b)

mű sugárzás esetén ezt a szerepet a felszíni hőmérséklet tölti be. Mind a hosszúhullámú, mind pedig a rövidhullámú sugárzásátvitelben jelentős szerephez jutnak a túlnyomórészt a troposzférában található optikailag aktív anyagok is, nevezetesen: a légköri nyomgázok, az aeroszol és a felhőzet.

a) Az 5a. ábra az effektív hosszúhullámú kisugárzás idő-magasság szerinti eloszlását mutatja az Északi-félgömbön, amelyről leolvasható, hogy adott időszakban mekkora energiavesztés lép fel a légkör egyes tartományaiban. Ez az energiavesztés a hosszúhullámú kisugárzás és a légköri visszasugárzás különbségéből áll elő. Mivel ezek az áramok hőmérséklet-függőek, ezért a hőmérséklettel közvetlen kapcsolatban állnak, kölcsönösen meghatározzák egymást. Ez a kapcsolat az optikailag aktív anyagoknak a hosszúhullámú áramokra gyakorolt átbocsátási függvényein keresztül valósul meg.

— A troposzférában sűrűn elhelyezkedő vízszintes izovonalak jelzik, hogy az effektív hosszúhullámú kisugárzást tekintve itt következnek be a legjelentősebb változások. Ez megegyezik előzetes elvárásainkkal, hiszen az optikailag aktív anyagok túlnyomórészt a troposzférában találhatók. Annak ellenére, hogy a földfelszín közelében a legerősebb a hosszúhullámú kisugárzás, mégis itt a legkisebb az energiavesztés, mert az alsó troposzférában jut érvényre a teljes légoszlop integrált légköri visszasugárzása is,

Tovább haladva felfelé a troposzférában, nő az effektív kisugárzás értéke, mivel a légköri viaszugárzás egyre erősebben csökkenő tendenciát mutat.

— A tropopauza környékén az izovonalak futása jelentősen megváltozik. Az effektív kisugárzás értéke valamelyest csökken, majd a tropopauza fölött az eddig vízszintes izovonalak függőleges görbékbe mennek át (kivéve a nyári időszakot), ami azt jelzi, hogy az effektív kisugárzás értéke csak kis mértékben változik a magassággal. Ez annak következménye, hogy a sztratoszférában már kevés olyan optikailag aktív anyag található, amely a hosszúhullámú sugárzás szempontjából befolyásoló tényező lehetne.

— Az izotermák évi eloszlásánál megállapított kb. egy-másfél hónapos eltolódás az effektív kisugárzásra is érvényes, hiszen közvetlen kapcsolatban vannak egymással. Minél nagyobb a felszín és a levegő hőmérséklete, annál nagyobb az általuk kibocsátott hosszúhullámú sugárzás energiája. Ez természetesen az ellenkező esetben is igaz: minél hidegebb a felszín és a légkör, annál kisebb az általuk kisugárzott energia. A rendszer energia-vesztése a nyári és az őszeleji időszakban a legnagyobb, és a tél második felében a legkisebb. A meleg és a hideg időszak effektív kisugárzását vizsgálva azt látjuk, hogy míg a troposzférában nincs közöttük számottevő különbség, addig a sztratoszférában igen jelentős eltérések mutatkoznak.

b) Az 5b. ábrán az effektív rövidhullámú besugárzás idő-magasság szerinti eloszlását tüntettük fel, ami az Északi-félgömb rövidhullámú energiabevitelének felel meg. Korábbiakban már említettük, hogy a rövidhullámú áramok esetén a Nap zenitszöge, a napos órák átlagos hossza és a rendszeralbedő az, amely a lefelé és a felfelé haladó áramokat meghatározza. Ez utóbbi két tényező mint külső kényszerfeltétel van jelen. Mivel a Nap zenitszöge nyáron a legnagyobb, és a nappalok is ekkor a leghosszabbak, ezért a rövidhullámú besugárzás az év ezen időszakában a legerőteljesebb, a téli időszakban pedig a leggyengébb. Míg a hosszúhullámú áramok gyengülése az optikailag aktív anyagok elnyelésének köszönhető, addig a rövidhullámú áramok esetén ez elsősorban a molekula és aeroszol részecskék szórásának, valamint a rendszeralbedőnek tulajdonítható.

— A legjelentősebb változások — ugyanúgy, mint a hosszúhullámnál — a troposzférában figyelhetők meg. Erre mutatnak a felszín közelében már erősen görbülő izovonalak. Minél nagyobb a vonalak görbülete, annál gyorsabb az effektív besugárzás változása.

— A sztratoszférában ezzel szemben kisebb mértékű az izovonalak módosulása, a felső-sztratoszférában pedig már szinte teljesen függőlegessé válnak, mivel a légkör ezen tartományában nincsenek olyan optikailag aktív anyagok, amelyek a rövidhullámú sugárzásra hatást fejtenének ki.

### 3. Következtetések

1. A rendelkezésünkre álló lehetőségeken belül sikerült kifejlesztenünk egy olyan módszert, amely az említett korlátok között alkalmas a hazai fejlesztésű éghajlati modellek két típusának az együttes üzemeltetésére. A kidolgozott csatolási technika lehetővé teszi olyan „célirányos” kísérletek lefolytatását, amelyek a vertikális profilok esetleges éghajlati módosulását hivatottak kimutatni.

2. Az elvégzett tesztelési kísérletek tapasztalatai rámutatnak arra, hogy az alkalmazott összekapcsolási eljárás további finomításokra szorul. Úgy véljük, hogy a kezdeti hőmérsékleti profilt — valamilyen parametrizációs eljárással — mindenképpen be kell vonnunk a csatolási paraméterek körébe. Pontosítanunk kell a felhőzeti csatolást is; a felszíni energiaegyensúlyi modell vertikálisan integrált összfelhőzetét — éghajlati adatokra támaszkodva — a sugárzási-konvektív modell háromszintű felhőzetévé kell transzformálnunk.

3. A jelenlegi kapcsolt modellkonstrukciót átmeneti állapotnak tekintjük. Tesztelés alatt áll egy olyan kvázi-kétdimenziós horizontális cellamodell, amely — a reális geográfiához igazodva — a Föld felszínét 13 részre osztja. E 13 modeltartomány mindegyike egy-egy vertikális oszlop peremfeltételét, illetve csatolási paraméter együttesét fogja képezni, az itt bemutatottakhoz hasonló elvi alapokon. Az ilyen módon létrehozott kvázi-három-dimenziós termodinamikai éghajlatmodell jó alapot szolgáltathat kontinentális léptékű éghajlati folyamatok vizsgálatához, illetve elvezethet a nagytérségű éghajlatváltozások regionális sajátosságainak alaposabb megismeréséhez.

#### IRODALOM

- Hall, C. G. M., 1985: Estimating the reliability of climate model projections — step toward a solution. In *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide* (eds.: M. C. MacCracken and F. M. Luther) United States Department of Energy, Washington D. C., 359—364.
- Hughes, N. A. and Henderson-Sellers, A., 1985: Global 3D-nephanalysis of total cloud amount: climatology of 1979. *J. Clim. Appl. Meteor.* 24, 669—686.
- Karol, I. L. és Frolkisz, V. A., 1984: A globális éghajlat energiaegyensúlyi sugárzási-konvektív modellje (oroszul). *Meteorologija i Hidrologija* 8, 59—68.
- Kukla, G. and Robinson, D., 1980: Annual cycle of surface albedo. *Mon. Weath. Rev.* 108, 56—68.
- Major, Gy., Miskolczi, F., Putsay, M. and Rimóczi-Paál, A., 1982: World maps of relative global radiation. *WMO 557*, Geneva, 5—7.
- Pálvölgyi T., 1987: A finom időbeli felbontású éghajlati modellezés kiterjesztése az arktikus tengeri jégtakaróra. Kiváló Ifjú Szakember Pályázat, 1987, Kézirat
- Pálvölgyi T., 1988: Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában. *Időjárás* 92, 163—177.
- Práger T., 1978: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére I. *Időjárás* 83, 200—210.
- Práger T. és Kovács E., 1988: A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel. *Időjárás* 92, 153—162.
- Ramanathan, V., Lian, M. S. and Cess, R. D., 1979: Increased atmospheric CO<sub>2</sub>: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. *J. Geophys. Res.* 84, 4949—4958.
- Washington, W. M. and Meehl, G. A., 1983: General circulation model experiments on the climatic effects due to doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration. *J. Geophys. Res.* 88, 6600—6610.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 1. szám, 1990. január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## A légnyomás és a csapadék havi átlagainak kapcsolata Budapesten

RÁKÓCZI FERENC

*ELTE Meteorológiai Tanszék  
H—1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*

Budapest 1871 és 1970 közötti havi átlagos nyomás és havi átlagos csapadékösszegeinek sora alapján kapcsolatot keresünk a légnyomás és a csapadékösszegek között. Meghatározzuk a 100 évi adatsor közéértékeit, szórásait, valamint variációs együtthatóit. A kapcsolat szorosságát a korrelációs együtthatók és a kölcsönös információ mennyiség kiszámításával mérjük. Kimutatjuk, hogy értékelhető kapcsolat csak a hideg félévben jelentkezik.

\*

*Correlation between monthly data of atmospheric pressure and precipitation measured in Budapest. On the basis of the data set of Budapest (1871—1970) the correlation between monthly averages of pressure and monthly amounts of precipitation was investigated. We have calculated the average values, the standard deviations and the coefficients of variation of the above time series. The strength of relationship was characterized by correlation coefficients and information quantities. It was found that real correlation exists only in the cold part of the year.*

*Bevezetés.* A klimatológiai karakterisztikák együttes fellépésének a vizsgálata több szempontból is fontos. Különösen igaz ez a légnyomás és a csapadék esetén, mert az empirikus tapasztalatok azt mutatják, hogy a havi légnyomás-átlagok és a havi csapadékmennyiségek sztochasztikus kapcsolatban vannak egymással, de e kapcsolat szorosságát, havonkénti változékonyságát nem ismerjük részletesen. Ilyen kapcsolatok feltárása klimatológiai szempontból is fontos, mert segítségükkel mélyebb értelmezését adhatjuk egy hely éghajlatának. Hasznosak az ilyen vizsgálatok távprognosztikai szempontból is, hiszen segítségükkel értelmezhetjük az előrejelzett elemek együttes fellépésének a realitását.

Többben megkísérelték már hasonló kapcsolatok felderítését: *Brázdil* (1987) korrelációt keresett az 500 hPa szinten fellépő cirkulációs folyamatok és a csapadék között, *Bružek* (1988) pedig a csapadék és a légköri cirkuláció között. *Cropper* (1984) Észak-Amerika nyugati vidékén a csapadék és a hőmérséklet adatai között többszörös korrelációt talált, *Gordon* (1974) az egyenlítői nyomási gradiens és a nyári monszun csapadéka között mutatott ki összefüggést.

Hazai vonatkozásban az ilyen természetű vizsgálatok eredményeit felhasználhatjuk a vízgazdálkodásban, de támpontot nyújthatnak az így kapott adatok a távprognosztika területén is, és nem utolsósorban gazdagíthatják klimatológiai ismereteinket.

## 1. A vizsgálat adatbázisa

Feldolgozásunk adatbázisát a Központi Meteorológiai Intézet (KMI) 1871—1970 megfigyelései szolgáltatták. A csapadék adatsora homogénnek tekinthető, de a légnyomási adatok jórésze Hgmm-ben adott. Ezeket az adatokat a hőmérséklet és a tengerszint feletti magasság figyelembevételével hPa-okká számítottuk át, így a havi légnyomások átlagaira vonatkozóan is adatsorunk homogén.

Az adatgyűjtést az 1970-es évvel lezártuk, mert úgy véltük, hogy a feldolgozásra kerülő 100 évi adatsor kielégítően hosszú a tervezett vizsgálatok elvégzésére. A figyelembe vett adatsor 1970-nel történő lezárását az is indokolja, hogy a későbbi vizsgálatok céljára a 100 évi adatbázist tananyagként tekintjük, a napjainkig terjedő sorozatokat pedig az eredmények verifikációjában használhatjuk fel.

## 2. A meghatározott karakterisztikák

Az 1871—1970 évi adatsorokra vonatkozóan mindennek előtt az általánosan szokásos statisztikai mennyiségeket: az átlagértéket, a szórások értékeit és a variációs együtthatókat határoztuk meg havi bontásban. Ezeket az értékeket az 1. táblázatban mutatjuk be. Mint látható, a légnyomás havi átlagai egyszeres hullámot mutatnak. Maximális nyomási értéket találunk januárban

### 1. TÁBLÁZAT

*A légnyomás és csapadéksorok átlagai ( $\bar{x}$  = légnyomás,  $\bar{y}$  = csapadék), szórásai ( $S_x$ ,  $S_y$ ) és variációs együtthatói ( $v_x$ ,  $v_y$ ). Budapest KMI, 1871—1970. (Jan.—febr.:  $i_x = 99$ ,  $i_y = 100$ ; márc.—dec.:  $i_{xy} = 100$ )*

Hónap	( $\bar{x}$ )	( $\bar{y}$ )	( $v_x$ )	( $v_y$ )	( $S_x$ )	( $S_y$ )	( $r_y$ )
Január	1020,22	43,13	0,52	80,58	5,28	34,75	−0,40
Február	1017,87	37,68	0,60	72,15	6,13	27,18	−0,51
Március	1016,00	42,68	0,41	68,35	4,19	29,17	−0,62
Április	1013,80	53,78	0,28	54,96	2,88	29,55	−0,53
Május	1014,79	66,43	0,23	53,47	2,34	36,59	−0,26
Június	1015,08	73,76	0,23	50,40	2,30	37,18	−0,32
Július	1015,16	53,71	0,16	66,86	1,65	35,91	−0,39
Augusztus	1015,86	52,34	0,17	78,03	1,72	40,87	−0,20
Szeptember	1018,35	49,84	0,21	128,50	2,14	64,04	−0,33
Október	1018,76	55,36	0,30	67,62	3,08	37,43	−0,55
November	1018,67	60,32	0,44	67,18	4,46	40,52	−0,53
December	1018,67	52,15	0,45	53,92	4,63	28,12	−0,65

(1020,2 hPa), minimális értéket (1013,8 hPa) pedig áprilisban. Januártól áprilisig a havi átlagos légnyomások csökkennek, áprilistól kezdődően pedig egyenesen növekednek. Ez a kép teljes összhangban van az európai-atlanti szektor cirkulációs viszonyaival. A havi csapadékatlagok bonyolultabb képet mutatnak. Mindenesetre egyértelműen világos, hogy a vizsgált 100 év átlagában június a maximális csapadékot hozó hónap. Ezt követően a csapadékhozam csökken, de novemberre másodlagos maximum figyelhető meg. Minimális csapadék pedig februárban lép fel. Ez a csapadékeloszlás is teljes összhangban van eddigi ismereteinkkel, tükröződik benne az európai monszun-effektus és az őszi

másodlagos maximum. Figyelemre méltó, hogy a másodlagos maximumot megelőzi a májusi csapadékhozam. A havi légnyomások esetében megállapítható, hogy minimális szórásértékek júliusban és augusztusban, a maximális értékek pedig februárban mutatkoznak. Ez arra utal, hogy a meleg félévben — az áprilistól szeptemberig tartó időszakban — a havi átlagos nyomásértékek az egyes évek folyamán kisebb mértékben térnek el az átlagtól, az év hideg szakaszában viszont nagyobb ingadozást mutatnak. A havi csapadékhozamok szórásértékei bonyolultabb struktúrájúak. Maximális értéket szeptemberben találunk. Ez meglepő, mert a szeptemberi átlagos csapadékhozam viszonylag alacsony. Ennek az lehet a magyarázata, hogy a szeptemberi gyengébb fronttevékenység néha még nagy csapadékhozamú záporokkal párosulhat. Legalacsonyabb szórásérték februárban lép fel, amikor a havi átlagos csapadékhozam is a legalacsonyabb. Egyébként megállapítható, hogy a szórások értékei februártól a szeptemberi maximumig növekvő tendenciájúak. Októberben a maximumhoz viszonyítva erős visszaesést találunk, mutatván, hogy a csapadékképződési folyamatokban erős stabilizálódás kezdődik. A havi légnyomások esetében nagyon alacsony variációs együtthatókat kaptunk júliusban és augusztusban. Ez mutatja, hogy az alacsony átlagok egyúttal kis szórásértékekkel is párosulnak. Maximális érték pedig februárban lép fel; ez egyértelműen a nagy szórást tükrözi. Általánosságban azt állapíthatjuk meg, hogy a hidegebb hónapokban nagyobbak a variációs együtthatók s ez azt jelenti, hogy a termikus eredetű anticiklonok váltakozhatnak élénk ciklonális tevékenységgel és évenkénti variációjuk erősen eltérő. Szeptemberben kiugró maximális variációs

## 2. TÁBLÁZAT

*A légnyomás (hPa) és a csapadék (mm) alsó, középső és felső terciliseinek határértékei*

Hónap	Légnyomás			Csapadék		
	Alsó	Középső	Felső	Alsó	Középső	Felső
	Tercilisek			Tercilisek		
Jan.	5,9–16,5	16,6–22,7	22,8–33,6	0–26	27–51	52
Febr.	95,7–14,9	15,0–20,6	20,7–33,0	0–20	21–46	47
Márc.	7,8–13,8	13,9–17,7	17,8–27,3	0–29	30–51	52
Ápr.	5,9–12,3	12,4–14,5	14,6–21,5	0–37	38–64	65
Máj.	8,9–13,3	13,4–15,7	15,8–19,4	0–53	54–87	88
Jún.	4,0–14,1	14,2–15,9	16,0–19,8	0–55	56–82	83
Júl.	11,3–14,2	14,3–15,8	15,9–19,6	0–39	40–66	67
Aug.	11,4–14,9	15,0–16,7	16,8–19,1	0–35	36–63	64
Szept.	11,6–17,5	17,6–19,4	19,5–22,5	0–31	32–56	57
Okt.	10,5–17,8	17,9–20,2	20,3–26,4	0–39	40–71	72
Nov.	10,4–16,6	16,7–20,3	20,4–29,3	0–41	42–68	69
Dec.	5,9–16,5	16,6–20,7	20,8–31,9	0–36	37–58	59

együttható értéket találunk a csapadékhozamot vizsgálva, tehát itt alacsony középérték párosul nagy szórással. Ennek a magyarázatát már megadtuk a szórásértékek analízisekor. Egyébként megállapítható, hogy viszonylag kis értékeket kaptunk április, május, június és december hónapokban. Az erős zivatartevékenység idején, júliusban és augusztusban a variációs együtthatók is nagyok, de nagy a tél közepén, januárban is. Az okok azonban eltérők, mert nyáron a viszonylag nagy szórás párosul magasabb csapadékhozammal, télen pedig mind a szórás, mind az átlagos csapadékhozam viszonylag alacsony, de együttesen magas varianciaértéket jelentenek.

### 3. A kapcsolatok vizsgálata

A kapcsolatok vizsgálatát három módon végeztük el. Meghatároztuk a havi légnyomásátlagok és havi csapadékhozamok együttes gyakorisági eloszlását, ezekből minőségi következtetéseket vonhatunk le. A mennyiségi vizsgálatok érdekében két szorossági mértéket: a korrelációs együtthatót és a kölcsönös információmennyiséget vezettük le.

Mindenekelőtt a rendelkezésre álló 100 évi adatsorból a gyakorisági értékek alapján megállapítottuk, hogy melyik évet tekinthetjük magas, közepes vagy alacsony nyomásúnak, illetve nagy, átlagos vagy csapadékszegény hónapnak. Erre a célra mind a légnyomás, mind a csapadék esetén kiszámítottuk a 2. táblázatban közölt alsó, felső és középső tercilieseket. Az alsó tercilisbe eső hónapokat alacsony nyomású, illetve átlag alatti csapadékhozamú hónapnak nyilvánítottuk. A középső tercilisbe eső hónapokat átlagosnak tekintjük, míg a felső tercilisbe eső hónapok jelentik az átlagnál magasabb nyomású, illetve csapadékhozamú hónapokat.

A két-dimenziós gyakorisági táblázatok (3. táblázat) értékelését minőségi megjegyzésekkel kezdjük. Januárban nagyon ritkán fordul elő, hogy az alacsony nyomású hónapokban kis csapadék hulljon. Ugyanennyire valószínűtlen, hogy a szélsőségesen magas nyomású hónapokat nagy mennyiségű csapadék kísérje. Legnagyobb azoknak a valószínűsége, amikor a magas nyomás alacsony csapadékhozammal párosul. Februárban az alacsony nyomás — kis csapadék és magas nyomás — nagy csapadék variáció igen alacsony. Gyakran kíséri azonban az alacsony nyomást nagy, és a magas nyomást kis csapadék. Viszonylag nem ritka a közepes nyomás — közepes csapadék kombináció sem. Márciusban viszonylag nagy számban fordulnak elő a magas nyomás — kis csapadék kombinációk, de nagyon gyakori az alacsony nyomás — nagy csapadék pár is. Egyetlen esetben sem találtunk magas nyomás — nagy csapadék kombinációt. Áprilisban, mint eddig is, gyakoriak a magas nyomás — alacsony csapadék és az alacsony nyomás — nagy csapadék kombinációk. Meg kell még említeni, hogy nem számít meglepetésnek, ha magas nyomás átlagos csapadékkal lép fel együtt. Májusban csak a magas nyomás — kis csapadék szignifikáns, de nem ritka az alacsony nyomás — közepes csapadék és a közepes nyomás — átlagos csapadék kombináció sem. Júniusban sokkal kiegyenlítettebbek a viszonyok, szinte az alacsony nyomás — kis csapadék és a magas nyomás — nagy csapadék kombinációjának a kis gyakoriságán kívül minden lehetséges kombináció azonosan valószínű. Júliusban a júniushoz hasonló képpel találkoznak, kifejezetten csak azt mondhatjuk, hogy az átlag alatti nyomások ritkán járnak együtt átlag alatti csapadékkal. Világos az is, hogy meglepőnek kell tartanunk, ha magas nyomású hónap egyúttal nagy csapadékhozamú is. Augusztusban szinte csak egyetlen jellemző értéket találunk: közepes nyomású hónap kísérője az alacsony csapadékhozam. Szeptemberben nagyon valószínű, hogy magas nyomás kis csapadékkal jár együtt, egyúttal nagyon valószínűtlen, hogy magas nyomást nagy csapadék kísérjen. Októberben szinte egyaránt valószínű, hogy magas nyomások kis csapadékkal, alacsony nyomások nagy csapadékhozammal lépnek fel. Igen kicsiny vizsont annak a valószínűsége, hogy átlag alatti nyomásoknál átlag alatti csapadékok lépjenek fel, valamint annak, hogy magas nyomást nagy csapadék kövessen. November hónapra teljes egészében érvényesek az októberre vonatkozó megállapítások. Decemberben szinte kizárt, hogy alacsony nyomás esetén kis csapadék, magas nyomás esetén pedig nagy csapadék lépjen fel. Nagyon valószínű azonban, hogy a la-

### 3. TÁBLÁZAT

*A légnyomás (hPa) és a csapadék (mm) együttes relatív gyakorisági értékei ( $\Sigma$ )*

Hónapok	Légnyomás	Csapadék			$\Sigma$
Január	1005,9–1016,5	0–26	27–51	52–<	0,24
	1016,6–1022,7	0,02	0,10	0,12	0,43
	1022,8–1033,6	0,14	0,16	0,13	0,32
Február	995,7–1014,9	0–20	21–46	47–<	0,32
	1015,0–1020,6	0,02	0,07	0,23	0,32
	1020,7–1033,0	0,12	0,13	0,07	0,35
Március	1007,8–1013,8	0–29	30–51	52–<	0,31
	1013,9–1017,7	0,03	0,09	0,19	0,36
	1017,8–1027,3	0,09	0,16	0,11	0,33
Április	1005,9–1012,3	0–37	38–64	65–<	0,33
	1012,4–1014,5	0,05	0,08	0,20	0,23
	1014,6–1021,5	0,07	0,08	0,08	0,44
Május	1008,9–1013,3	0–53	54–87	88–<	0,31
	1013,4–1015,7	0,07	0,15	0,09	0,31
	1015,8–1019,4	0,10	0,12	0,09	0,38
Június	1004,0–1014,1	0–55	56–82	83–<	0,27
	1014,2–1015,9	0,03	0,09	0,15	0,40
	1016,0–1019,8	0,13	0,14	0,13	0,33
Július	1011,3–1014,2	0–39	40–66	67–<	0,32
	1014,3–1015,8	0,06	0,10	0,16	0,32
	1015,9–1019,6	0,13	0,10	0,09	0,36
Augusztus	1011,4–1014,9	0–35	36–63	64–<	0,29
	1015,0–1016,7	0,07	0,10	0,12	0,40
	1016,8–1019,1	0,18	0,10	0,12	0,31
Szeptember	1011,6–1017,5	0–31	32–56	57–<	0,32
	1017,6–1019,4	0,06	0,07	0,19	0,39
	1019,5–1022,5	0,14	0,11	0,14	0,29
Október	1010,5–1017,8	0–39	40–71	72–<	0,35
	1017,9–1020,2	0,03	0,11	0,21	0,32
	1020,3–1026,4	0,12	0,12	0,08	0,33
November	1010,4–1016,6	0–41	42–68	69–<	0,31
	1016,7–1020,3	0,03	0,07	0,21	0,39
	1020,4–1029,3	0,16	0,12	0,11	0,30
December	1005,9–1016,5	0–36	37–58	59–<	0,31
	1016,6–1020,7	0,01	0,08	0,22	0,40
	1020,8–1031,9	0,12	0,17	0,11	0,29

csony nyomást nagy csapadék kíséren; szinte ugyanennyi a valószínűsége annak, hogy átlag feletti nyomás átlag alatti csapadékkal járjon együtt.

Az eddigi megállapításaink a 3. táblázatban feltüntetett relatív gyakoriságokon alapulnak. Az eredmények számszerű értékelésének alapja a két valószínűségi változó közötti korrelációs együttható és a kölcsönös információ-mennyiség. Ezeket az értékeket a 4. táblázatban közöljük. A korrelációs koefficiensekből látható, hogy kivétel nélkül minden hónapban a kapcsolat negatív, így az egész évre az a tendencia a jellemző, hogy a magasabb nyomásokat kisebb csapadékok kísérik. Megállapítható az is, hogy az egyes hónapokban

#### 4. TÁBLÁZAT

*A légnyomás és a csapadék közötti korrelációs együtthatók ( $r_{xy}$ ) és információmennyiségek ( $I(X, Y)$ ) értékei*

Hónapok	$r_{xy}$	$I(X, Y)$
Január	-0,40	0,20
Február	-0,51	0,24
Március	-0,62	0,33
Április	-0,53	0,15
Május	-0,26	0,07
Június	-0,32	0,11
Július	-0,39	0,08
Augusztus	-0,20	0,04
Szeptember	-0,33	0,22
Október	-0,55	0,30
November	-0,53	0,24
December	-0,65	0,33

a kapcsolat szorossága változó, de határozott évi menetet mutat. Januárban a kapcsolat viszonylag gyenge, de márciusra felerősödik, majd ismét csökken és májusban alig értékelhető minimumot mutat. Ettől kezdve a korrelációs együtthatók — kis ingadozással — egészen októberig a 0,5-ös érték alatt maradnak, a minimumot augusztusban véve fel (0,20). Októbertől decemberig növekvő értékeket találunk; decemberben lép fel a maximum:  $r_{xy} = 0,65$ -ös értékkel. Megállapíthatjuk tehát, hogy a januártól ápriliséig és az októbertől decemberig terjedő időszakban beszélhetünk kapcsolatáról, a májustól októberig terjedő szakaszban azonban csak a kapcsolat negatív előjelét sikerült kimutatnunk.

Ezek az eredmények teljesen összhangban vannak a légköri cirkulációs folyamatokkal, ugyanis a nyomási rendszerek és a velük kapcsolatos csapadékhozamok a hidegebb hónapokban jóval kiegyensúlyozottabbak, és ezt tükrözik a kiszámított korrelációs együtthatók. A melegebb évszakokban pedig a termikus hatásoknak a csapadék képződésben egyre nagyobb lesz a szerepe és az erősen gyengíti a légnyomás — csapadék kapcsolatot.

Az  $I(X, Y)$  információmennyiségek teljes egészében megerősítik a korrelációs együtthatók elemzését  $I(X, Y) > 0,20$  értéket február, március, valamint szeptember és december hónapokban találunk, vagyis akkor, amikor a korrelációs koefficiensek is viszonylag magasak. Megállapíthatjuk tehát, hogy a légnyomás — csapadék kapcsolatáról csak a hideg hónapokban beszélhetünk, május-június-július és augusztus hónapokban pedig csak a kapcsolat tendenciáját sikerült kimutatni.

#### 4. Összefoglalás

Az 1871—1970. évekre kiterjedő 100 évi budapesti havi légnyomás átlagok és havi csapadékösszegek alapján megállapítható, hogy

a) a légnyomás átlagok lényegében egyszeres hullámot mutatnak januári maximummal és áprilisi minimummal,

b) a csapadékösszegekben a maximum júniusban lép fel, novemberben pedig másodlagos maximum mutatható ki az évi menetben. A minimális csapadék februárban van,

c) a havi légnyomás átlagok szórásainál maximális értéket februárban találunk, minimumokat pedig júliusban és augusztusban,

d) a havi csapadékhozamok szórásai bonyolultabb struktúrájúak, maximális érték szeptemberben lép fel, legalacsonyabb szórásérték pedig februárban mutatható ki,

e) a havi légnyomások esetében nagyon alacsony variációs együtthatókat találunk júliusban és augusztusban, és a tendencia az, hogy a hideg hónapokban nagyobb variációs együtthatók lépnek fel,

f) a havi csapadékhozamok esetén szeptemberben kiugróan nagy variációs együttható tapasztalható és viszonylag kis értéket kapunk április-május-június és december hónapokban,

g) a korrelációs együtthatók és az információs mennyiségek egyaránt megerősítik, hogy minden hónapban negatív kapcsolat van, de ennek erőssége havonként változó. Mind a két vizsgált mutató azt tükrözi, hogy májustól szeptemberig a kapcsolat olyan laza, hogy reálisan csak az előjelét állapíthatjuk meg.

#### IRODALOM

Brázdil, R., 1987: Correlation between precipitation on territory of the G. D. R. and circulatory processes at the isobaric level of 500 hPa. *Meteor.* 37, 92—97.

Bružek, V., 1988: Prubeh srazěk ve vztaku k cirkulaci. *Meteor. Zpravy* 40, 20—25.

Cropper, J., 1984: Multicollinearity within

selected western North American temperature and precipitation data sets. *Treering Bull.* 44, 29—37.

Gordon, A. A., 1986: Cross-equatorial pressure gradient and summer monsoon rainfall in Northern and Central Australia in January 1974. *Weather and Clim.* 6, 70—76.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 1. szám, 1990, január—február  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 1. Jan—Feb 1990, Budapest*

## A diffúz- és globálsugárzás közötti arány kontinentális léptékű területi eloszlása és trendje derült időben

FARKASNÉ TAKÁCS OLGA

*Központi Légtérfizikai Intézet  
H-1675 Budapest, Pf. 39.*

A légkör napsugárzás-szóró képességének meghatározására a szerző az elmúlt években kidolgozott egy ún.  $\Theta$ -szóródási paramétert, mely a talajon mért szórt- és globálsugárzás adatok felhasználásával jellemzi a légkör állapotát. Jelen dolgozatban 23 eurázsiai állomás többéves adatsora felhasználásával tanulmányozza  $\Theta$ -paraméter térbeli és időbeli változását. A paraméter a teljes kontinensen egységesen növekedett 1975–83 között, majd egységesen csökkent. Vizsgálja az eredményül kapott idősorokban mutatkozó változások szignifikanciáját, és kapcsolatot keres e változások és a vulkáni tevékenység között.

\*

*Continental-scale areal distribution and trend of the ratio of clear sky diffuse and global radiation.* — For describing the scattering efficiency of the atmosphere at solar wavelengths, a  $\Theta$ -scattering parameter has been introduced, which can be evaluated by measuring the diffuse and global radiation at the surface. The areal and temporal variations of this  $\Theta$  parameter is investigated by using the several-year data sets of 23 stations in Eurasia. Significance of the trends obtained is analysed, and the connection between these changes and volcanic activity is examined.

Homályosság-mérés, mely a teljes, vagy a különböző hullámhosszakon leérkező közvetlen napsugárzás mérésen alapul, műszerezettségi problémák miatt nem alkalmas hálózatszerű mérésre. Ezért célszerűnek látszott egy olyan módszer kidolgozása, mely sugárzási hálózatban folyamatosan mért adatok felhasználásával jellemzi a légkör napsugárzás-átbocsátásának mértékét (Vijay és Sukhatme, 1979; Smietana et al., 1984).

Egy előző dolgozatban (Farkasné-Takács, 1988) ismertettük a  $\Theta$ -szórási paramétert, mely meghatározott feltételek mellett előállítható, mint a horizontális felületen mért szórt ( $D$ ) és össz sugárzás ( $G$ ) arányának, és a Rayleigh-atmoszférán keresztül a talajra jutó szórt ( $D_R$ ) és össz sugárzás ( $G_R$ ) arányának hányadosa:

$$\Theta = \frac{D/G}{D_R/G_R} \quad (1)$$

Vizsgálatainkat először Budapest-KLFI 1965–84 között mért napsugárzási adataival végeztük el, majd kiegészítettük európai, közel- és távol-keleti állomások adataival (Farkas, 1987). A 21 állomáson  $\Theta$  idősoraiban az évi menete-

ken kívül az állomások többségében jelentős változást figyelhettünk meg. Az idősorokra számított lineáris regressziós egyenesek iránytangense 18 állomáson pozitív volt, és csak 3 állomáson negatív. A 18 állomás egyeneséről leolvasható első és utolsó értéke között 5 állomáson kaptunk 15%-nál kisebb növekedést, 13 állomáson a növekedés mértéke 20–37% között volt.

⊙ nagyléptékű terület-eloszlásának tanulmányozásához hiányoztak a nyugat-európai állomások adatai, azonban 1988-ban megkaptuk két nyugat-német állomás, Hamburg és Hohenpeissenberg adatait az 1968–87. közötti időszakra. (Az állomások földrajzi helymeghatározása és az adatsorok hossza az 1. táblázatban látható). A továbbiak során nem foglalkoztunk a rövid so-

### 1. TÁBLÁZAT

*A napsugárzásmérő-állomások földrajzi adatai, és a feldolgozott adatsor időintervalluma*

Állomás	$\varphi$	$\lambda$	H	Időköz
Olenjok	68° 30'	112° 26'	127	1965–1986
Arhangelszk	64° 35'	40° 30'	8	1965–1986
Ojmjakon	63° 27'	143° 09'	726	1965–1986
Jakutszk	62° 05'	129° 45'	98	1965–1986
Alekszandrovszkoe	60° 26'	77° 52'	47	1965–1986
Bergen	60° 24'	5° 19'	45	1965–1986
Leningrád	59° 58'	30° 18'	72	1965–1986
Moszkva	55° 45'	37° 34'	156	1965–1986
Kaunasz	54° 53'	23° 53'	75	1965–1986
Hamburg	53° 39'	10° 07'	49	1968–1987
Petropavlovsk	52° 58'	158° 45'	7	1965–1986
Csita	52° 01'	113° 20'	671	1965–1986
Szemipalatyinszk	50° 21'	80° 15'	195	1965–1986
Kiev	50° 24'	30° 27'	179	1965–1986
Habarovszk	48° 31'	135° 10'	87	1965–1986
Bécs	48° 15'	16° 22'	202	1973–1981
Hohenpeissenberg	47° 48'	11° 01'	990	1968–1987
Budapest	47° 26'	19° 11'	130	1966–1987
Locarno-Monti	46° 10'	8° 47'	380	1961–1971
Bolsaja Elan	46° 55'	142° 44'	22	1965–1986
Odessza	46° 29'	30° 38'	20	1965–1986
Vladivosztok	43° 07'	131° 54'	80	1965–1986
Bet Dagan	32° 00'	34° 49'	30	1966–1973

rokkal rendelkező állomásokkal, azaz Locarno-Monti, Bécs és Bet-Dagan adataival, így a fennmaradó 20 állomás eredményei reprezentálják Közép-Európa és a Szovjetunió légköri szórásának alakulását.

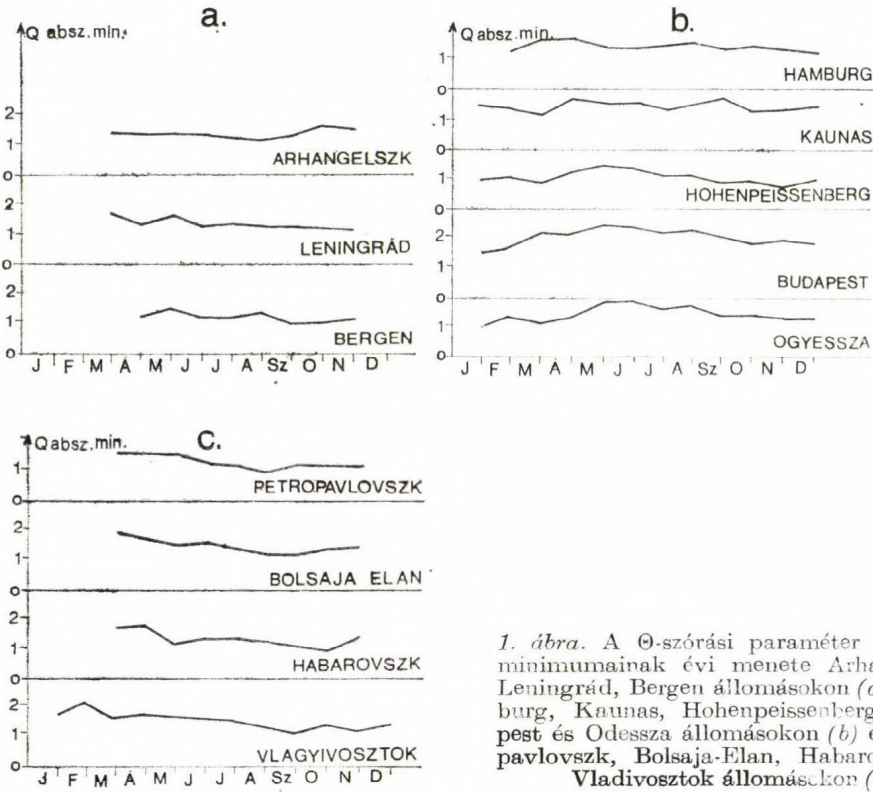
Ha megfelelő hosszúságú egy állomás adatsora, a mért értékekből adódó havi abszolút minimumok  $\ominus$  értékei jelzik az adott állomáson a „tisztá”-lég-tömeg napsugárzást csökkentő hatását.  $\ominus$  abszolút minimumainak évi menete szerint az állomások 3 csoportba sorolhatóak (el kell tekinteni a magas szélességeken fekvő állomásoktól, mert a hófelszín miatt a téli hónapokban nincs  $\ominus$ ):

a) Észak-Európát reprezentálja Arhangelszk, Leningrád és Bergen: ezeken az állomásokon nagyon gyenge az abszolút minimumok évi menete, vagyis az állomások feletti tiszta légkör megközelítőleg egyenletes (1a. ábra).

b) A következő csoportba tartoznak az európai nagyvárosok (Hamburg, Kaunasz, Budapest és Odessza) és a 990 m magasan fekvő Hohenpeissenberg. Ez utóbbit a görbe menete csak látszólag sorolja a nagyvárosok közé,  $\ominus$  értéke

1 körül ingadozik, jelzi, hogy légköre megegyezik, nyáron egy kissé erősebben szór, mint a Rayleigh-atmoszféra. A nagyvárosokra jellemző a télen alacsonyabb, nyáron magasabb  $\Theta$ -érték. Budapesten és Odesszában ez a különbség eléri az 1-et. Meg kell jegyeznünk, hogy a 20 állomás között  $\Theta$ -abszolút minimumának értéke csak Budapesten nagyobb, mint 2 (1.b ábra).

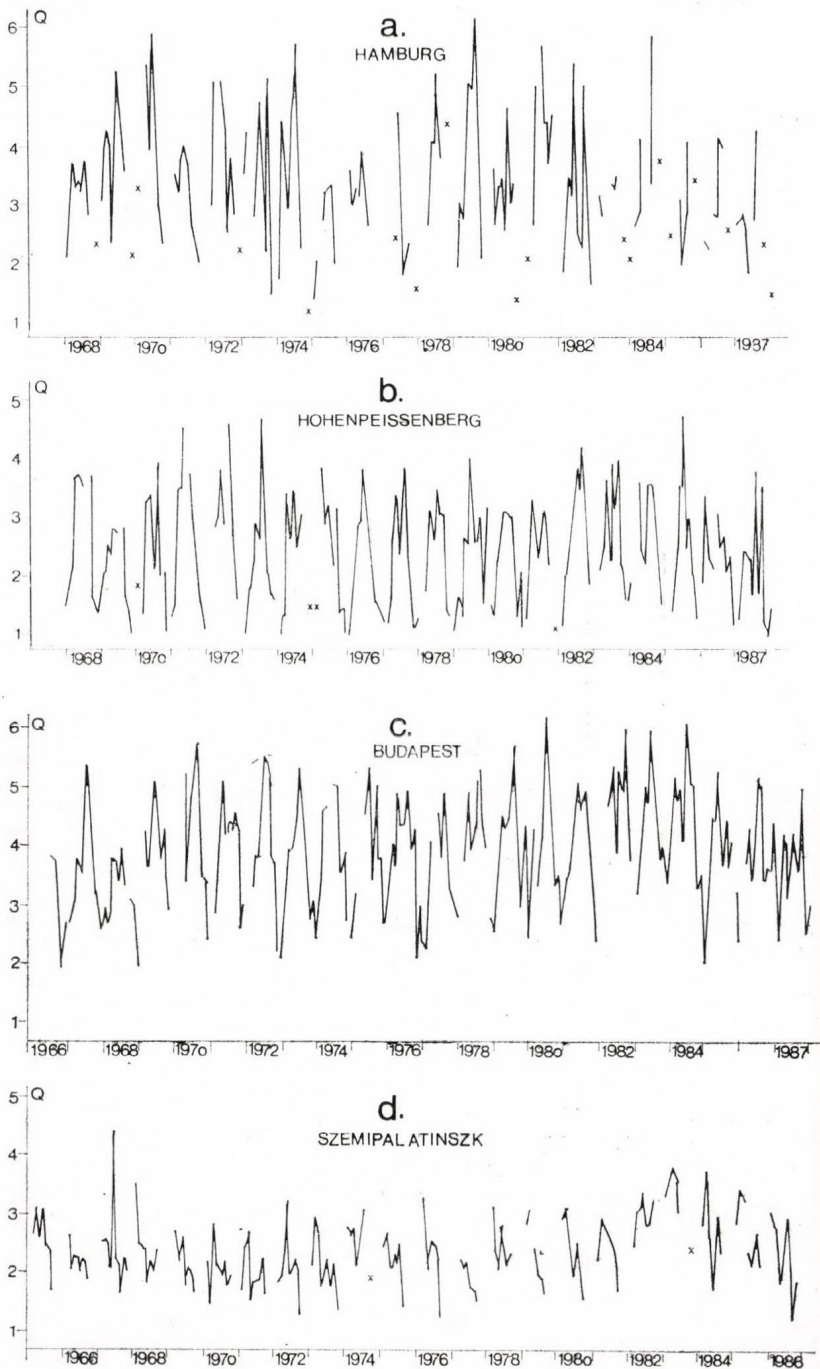
c) A harmadik csoportba soroltuk a távol-keleti állomásokat (Petropavlovszk-Kamcsatka, Bolsaja-Elan, Habarovszk, Vladivosztok), melyeket a télen magasabb, nyáron alacsonyabb  $\Theta$ -min. jellemez (1.c ábra).



1. ábra. A  $\Theta$ -szórási paraméter abszolút minimumainak évi menete Arhangelszk, Leningrád, Bergen állomásokon (a), Hamburg, Kaunas, Hohenpeissenberg, Budapest és Odessza állomásokon (b) és Petropavlovszk, Bolsaja-Elan, Habarovszk, Vladivosztok állomásokon (c)

Csita (Közép-Ázsia) abszolút minimum görbáját nem tudtuk egyik csoportba sem besorolni, mert télen és tavasszal a c-csoport, nyáron pedig a b-csoport görbéjéhez hasonlított. Moszkva és Kiev adatbázisa nagyon hiányos volt, ezért a megfigyelt abszolút minimum görbéik egyenetlenek, nem lehetett az alap-szennyezettséget feltételezni.

Mint említettük, két új állomás, Hamburg és Hohenpeissenberg adataival bővült állomáshálózatunk. Az eredmények összehasonlíthatósága érdekében erre a két állomásra is csak 1984-ig bezárólag dolgoztuk fel az adatokat, s azt tapasztaltuk, hogy a hetvenes évek közepén Hamburgban (2.a ábra)  $\Theta$  nagymértékű csökkenése volt észlelhető, mely az évtized végére ismét megnövekedett. Bár az adatsor elég hiányos, a nyári hónapok  $\Theta$ -értékei összehasonlíthatóak. Lényegesen több felhasználható adat volt Hohenpeissenberg állomás (2.b ábra) adatsorában, a grafikus idősor kevésbé hiányos, az adatok ingadozása



2. ábra. A havi átlagos  $\Theta$ -értékek 1968–87 közötti időszaka Hamburgban (a), Hohenpeissenberg állomáson 1968–87 között (b), Budapest–KLFÍ-ben 1966–87 között (c) és Szemipalatinosz állomáson 1965–87 között (d)

kisebb. Mindkét állomáson megvizsgáltuk a lineáris regressziót, meghatároztuk a

$$\Theta = a + b N \quad (2)$$

összefüggés konstansait ( $N = a$  hónapok száma, a vizsgált periódus elején  $N = 1$ ), s az eredményeket besorolva a már kész adatok közé, az állomások jellemzőit a 2. táblázatban összesítettük. A táblázat első oszlopa ( $\Theta_{N=1}$ ) megadja  $\Theta$ -értéket a vizsgált periódus elején. Ezek az adatok jelzik a városhatást (Hamburg, Budapest) és a földrajzi szélesség és hosszúság növekedésével az alap-szennyeződés csökkenését, majd a Csendes-óceán partján gyenge növekedését.

A 2. táblázat második oszlopa (%(1)) megadja a százalékos eltérést 1965 és 1984 között. Az újonnan vizsgált állomásokon: Hamburgban 4%-os csök-

## 2. TÁBLÁZAT

*A különböző állomások adataiból előállított  $\Theta$ -idősorainak statisztikai jellemzői*

Állomás	$\Theta_{N=1}$	%(1)	%(2)	t(1)	p(1)	t(2)	p(2)	n(1)	n(2)
Olenjok	1,8	23,3	25,0	2,169	5%	2,494	5%	62	68
Arhangelszk	2,2	10,3	14,2	1,244	N	0,984	N	93	103
Ojmjakon	1,8	-11,2	1,0	1,198	N	0,119	N	83	92
Jakutszk	1,9	2,8	5,4	0,364	N	0,705	N	114	122
Alekszandrovskoe	1,7	28,4	18,6	3,039	1%	2,028	5%	73	76
Bergen	2,4	10,3	4,9	1,343	N	0,643	N	146	160
Leningrád	2,1	24,9	20,9	2,827	1%	2,537	5%	125	134
Moszkva	2,1	27,4	24,9	1,919	10%	1,724	10%	74	77
Kaunasz	2,3	27,0	27,9	2,939	1%	3,105	1%	138	153
Hamburg	3,5	-4,0	-14,2	0,442	N	1,752	10%	134	155
Petropavlovsk	2,1	11,2	10,5	1,308	N	1,306	N	128	139
Csita	1,9	33,9	29,0	5,491	0,1%	5,050	0,1%	162	178
Szemipalatyinszk	2,2	19,8	18,2	3,077	0,1%	2,704	1%	155	172
Kiev	2,5	6,4	13,1	0,692	N	1,493	N	99	113
Habarovszk	2,1	22,9	19,3	2,985	1%	2,823	1%	151	168
Hohenpeissenberg	2,3	5,3	-2,8	0,547	N	0,320	N	180	213
Budapest	3,4	29,5	19,0	4,684	0,1%	3,321	1%	201	235
Bolsaja Elan	2,0	36,2	39,7	4,207	0,1%	4,846	0,1%	142	155
Odessza	2,7	31,7	26,3	5,032	0,1%	4,538	0,1%	215	238
Vladivosztk	2,2	33,5	32,9	5,433	0,1%	5,657	0,1%	183	195

kenés, Hohenpeissenbergben 5%-os növekedés adódott. A két állomás adatainak szórásán kívül az irántangens kis értéke is közrejátszhat abban, hogy mindkét állomáson a korrelációs koefficiens nagyon kicsi. Ez a tény felveti az eltérés szignifikanciájának kérdését, tehát meg kellett vizsgálnunk, hogy az egyes állomások adatainak idősoráiban kimutatható-e trend, vagy a változás még a szóráshatáron belül van. A trendanalízishez a Student-féle t-próbát végeztük el, vagyis

$$t = b/S_m \quad (3)$$

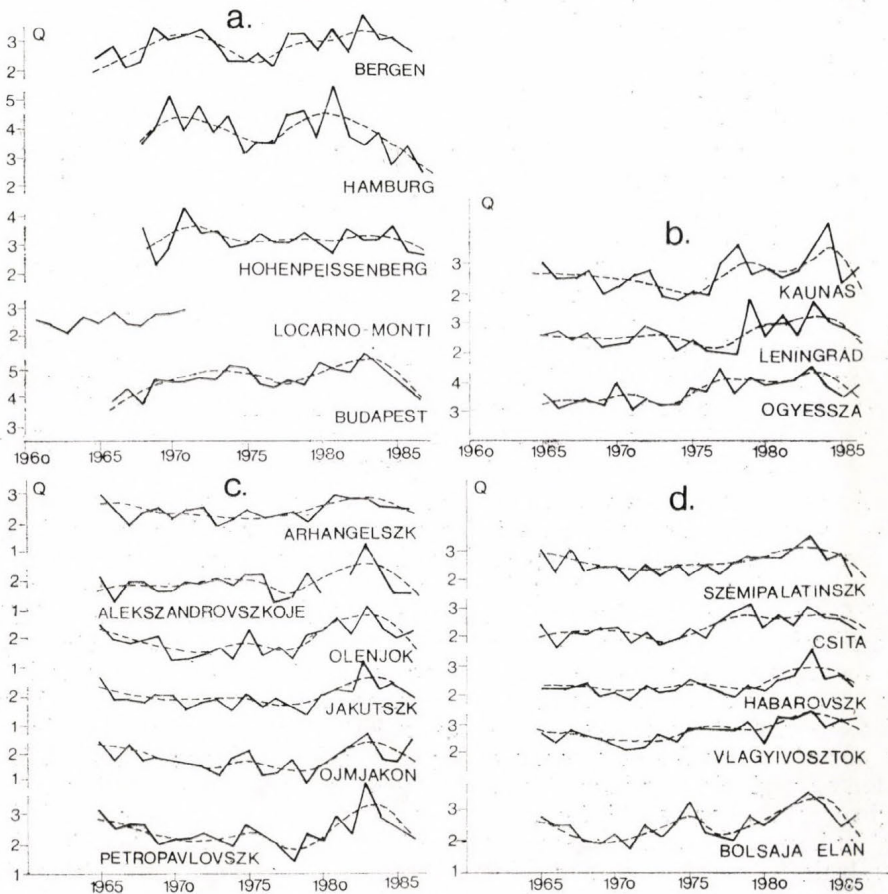
és

$$S_m = \frac{S_y \sqrt{1-r^2}}{S_x \sqrt{n}} \quad (4)$$

ahol

- $b$  = a (2) lineáris függvény iránytangense,
- $S_y$  = a függő változó (Y) adatsorának szórása,
- $S_x$  = a független változó (X) adatsorának szórása,
- $r$  = a lineáris regresszió korrelációs koefficiense,
- $n$  = az esetek száma.

Meg kell jegyeznünk, hogy a Student-féle t-próba alkalmazása normál-eloszlást feltételez, azonban e feltételtől eltekintettünk, ami az esetek nagy száma (2. táblázat  $n(1)$  oszlopa) miatt megengedhető. A számításokat elvégeztük, a kapott t-értékek a 2. táblázat  $t(1)$ -gyel jelzett oszlopában láthatóak, mellette a  $p(1)$ -jelzésű oszlopban a megfelelő szignifikancia-szint. Láthatjuk, hogy 6 állomáson a különbség 0,1%-os szinten szignifikáns, és 8 állomás adatsorában nem tapasztaltunk trendet. Érdemes megfigyelni, hogy Arhangelszk,



3. ábra. Az évi legmagasabb napállású hónapokban (május–június–július) nyert  $\Theta$  átlagértékeinek időszora az egyes állomásokon: Bergen, Hamburg, Hohenpeissenberg, Locarno-Monti és Budapest (a); Kaunasz, Leningrád, Odessza (b); Arhangelszk, Alekszandrovszkoe, Olenjok, Jakutszk, Ojmjakon, Petropavlovsk (c) és Szemipalatyinszk, Csita, Habarovszk, Vlagyivosztk, Bolsaja-Elan (d), (folytonos görbe a mért érték, szaggatott a grafikusán közepelt időszor)

Bergen és Petropavlovsk állomásokon a lineáris regresszió 10%-os növekedést jelez 1965—84 között, a trend-analízis azonban nem mutat különbséget.

Mint említettük, Hamburg és Hohenpeissenberg állomásokról 1987 decemberéig bezárólag kaptunk adatokat, s a teljesség kedvéért előállítottuk 1985—87  $\Theta$ -értékeit is. A pontok grafikus ábrázolásával kapott kép arra utal, hogy az utolsó három évben a két állomás felett ismét csökkent a légkörben a napsugárzás szóródása. Magától értetődően vetődött fel a kérdés: a vizsgált állomások adataiban is jelentkezik-e ez a tendencia, vagy csak a két állomás helyi sajátossága volt? Az adatsorokat kiegészítettük 1986 decemberéig (Budapest 1987 is), s elkészítettük a lineáris regressziót és a trend-analízist a teljes (1965—86) intervallumra is. Az eredményeket a 2. táblázatban összesítettük, a (2)-jelzésű oszlopokban. Az állomások többségénél megtaláltuk az utolsó években jelentkező csökkenést (példaként bemutatjuk Budapest (2. c ábra) és Szemipalatinszk (2.d ábra)  $\Theta$ -idősorait), érdekes kivétel Ojmjakon, ahol a negatív kapcsolat nagyon gyenge pozitívvá változott, a trend-analízis azonban mindkét időintervallumban a kapcsolat hiányát jelezte.

A bemutatott állomások idősoraiban Hohenpeissenberg (2.b. ábra) grafikonján láthatjuk, hogy  $\Theta$ -szórási paraméternek kifejezett évi menete van. Sajnos sok állomásnál és rendszertelenül volt adathiány, ezért  $\Theta$  évi átlagának képzése értelmetlen, de azért, hogy a görbék ingadozását kiszűrjük, a nagyobb gyakorisággal észlelhető nyári (május-június-július) adatokat átlagoltuk, s grafikusán ábrázoltuk az évek függvényében. A görbék a 3.a.b.c.d. ábrán láthatóak, az állomások sorából hiányzik Bécs, (és adathiány miatt) Moszkva és Kiev görbéje. A folytonos görbék jelzik a ténylegesen mért adatokat, szaggatott görbével pedig az idősor menetének tendenciáját kívántuk jelölni. Bergen, Hamburg és Budapest görbéje (3.a ábra) feltűnően hasonló: erős hullámhegyek és hullámvölgyek váltják egymást. Hohenpeissenberg adatsorában ez a hullámozás nagyon kicsi amplitudóval jelentkezik, a hetvenes évek elején mutatkozó kis növekedéstől eltekintve az adatok közel azonosnak tekinthetők. A kelet-európai (3.b ábra) és észak-ázsiai (3.c és 3.d ábra) állomások görbéi 1978—86 között jeleznek nagy növekedést, majd csökkenést.

Az összképet vizsgálva, szembeűnő az 1976 körül kezdődő növekedés és 1982—84-től  $\Theta$  csökkenése. Ez a jelleg annyira egységes, hogy a kiváló oka is kontinentális hatású kell legyen. Legkézenfekvőbb oknak tűnik a vulkán-tevékenység. Egy 1988-ban megjelent cikk (Bradley, 1988) kronológiai sorrendben közli a 4, vagy annál erősebb VEI-megjelölésű vulkánkitöréseket. (VEI = vulkán tevékenységi index; 4-es erősségű vulkánkitörések legalább  $10^8$  m<sup>3</sup> kilövelt anyagot produkálnak, az oszlop magassága 10—25 km. „Az osztályozás nem veszi számba a vulkáni vegyületek összetevőit, nem támaszkodik a hőmérséklet csökkenésének értékelésére, a légköri hatásokra, vagy a sugárzásbevitelben mutatkozó csökkenésre, és nincs megterhelve klímamegfigyelésekkel. Ez ilyen módon egy éghajlatilag független értékelése a kitérésnek” — mondja a szerző.) Megjegyezzük, hogy az 1883-ban bekövetkezett Krakatau kitérése 6. VEI-besorolást kapta. A táblázat szerint 1964—82 között az alábbi vulkánkitöréseket regisztrálták az északi félgömbön: 1964—Kamcsatka; 1966—Indonézia; 1973—Kurili szk; 1974—Guatemala; 1975—Kamcsatka; 1976—Alaszka; 1980—W.U.S. (Mt. St. Helen, 5-ös erősség); 1981—Kurili szk; 1981—Mariana szk; 1982—Mexikó. Ezeket az időpontokat jelöltük a 3. ábrák időskáláján. Ezek a vulkánkitörések látszólag nem indokolják a 3.a ábrán látható görbék 1970—72-ig tartó növekedését, ellenben az 1973 után sorozatosan bekövetkező kitérések hatása összegződve jelentkezik, szinte minden állomáson,  $\Theta$  nyári

értékének növekedésében. Meg kell jegyeznünk, hogy a vulkánkitörések időpontja és  $\Theta$  értékének változása között összetett a kapcsolat, mert egy vulkánkitöréssel a sztratoszférába kerülő vulkáni anyag többszörös körforgás után, időben meghatározhatatlanul ülepedik le.

Más, adatokkal alátámasztott magyarázatot  $\Theta$ -nyári értékének változására nem találtunk. Vizsgálatunkból nagyon hiányzottak a nyugati és dél-európai állomások adatai, az északi félgömböt uraló nyugati légáramlat egységes hatását a rendelkezésünkre álló állomáshálózat adataival sajnos nem tudtuk kimutatni. Ennek ellenére ez a vizsgálat is igazolta, hogy a diffúz- és globál-sugárzás adataiból előállított  $\Theta$ -szórási paraméter alkalmas a légkör állapotának tanulmányozására.

Köszönetemet fejezem ki a Hamburgi Meteorológiai Observatórium igazgatójának, dr. Fritz Kastennek és a Bergeni Egyetem Geofizikai Intézetének Sugárzási Observatóriumából Arvid Skartveitnek, hogy sugárzási adataikat rendelkezésemre bocsátották.

#### IRODALOM

- Bradley, R. S., 1988: The explosive volcanic eruption signal in Northern Hemisphere continental temperature records. *Climatic Change* 12, 221—243.
- Farkas, O., 1987: A nap-sugárzás átboctásának vizsgálata földfelszíni sugárzási adatok segítségével (oroszul). XIII. Nemzetközi Kárpát-meteorológiai Konferencia, 447—453.
- Farkasné—Takács O., 1988: A Nap sugárzó energiájának gyengülése a légkörben. *Időjárás* 92, 365—371.
- Smetana Jr., P. J., Floccchini, R. G., Kennedy, R. L. and Hatfield, J. L., 1984: Comparison of diffuse global ratios calculated from one-minute, hourly and daily solar radiation data. *Solar Energy* 32, 417—423.
- Vijay Modi and Sukhatme, S. P., 1979: Estimation of daily total and diffuse insolation in India from weather data. *Solar Energy* 22, 407—411.

## I. MAGYAR AEROSZOL KONFERENCIA

A Magyar Tudományos Akadémia Veszprémi Bizottsága, a Veszprémi Vegyipari Egyetem és az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága 1989. október 5—6 között rendezte meg az I. Magyar Aeroszol Konferenciát, amelynek a Veszprémi Akadémiai Bizottság székháza adott otthont. „Az aeroszol kutatás környezetvédelmi kérdései” című konferencia azt a célt tűzte maga elé, hogy tudományos fórumot nyújtson a kutatók és az üzemi, ipari, egészségügyi szakemberek számára. A rendezvény mindkét napján nagy volt az érdeklődés; mintegy 15 intézményből érkeztek a résztvevők.

A bevezető előadást *Mészáros Ernő* akadémikus tartotta „Aeroszol részecskék a környezetben” címmel. Áttekintette az aeroszol-kutatások tudományos jelentőségét, felhívta a figyelmet arra, hogy az aeroszol részecskének nagy szerepük van a gyakorlati életben, a különböző ipari és mezőgazdasági termelési folyamatokban, valamint a meteorológiában és az egészségügyben.

A továbbiakban az előadók az ipari termelés során keletkező aeroszolok vizsgálatával és munkaegészségügyi problémákkal foglalkoztak. Két előadás témája a hegesztéskor keletkező aeroszolok vizsgálata volt. Összefoglalták képződésük körülményeit és összetételüket, amely függ a fének, ötvözetek minőségétől, valamint az alkalmazott technológiától. Az Országos Munka- és Üzemegészségügyi Intézet munkatársai beszámoltak az aeroszolok mérés technikai és analitikai problémáiról, bemutatták az üzemekben használt személyi porminta-vevőt. Részletesen foglalkoztak a respirábilis aeroszolok vizsgálatával, a munkahigiéniai szempontból jelentős rostszerkezetű, és egyéb kvartartalmú részecskék meghatározási módszereivel. Az MTA Izotópkutató Intézetében kidolgoztak egy nagy határfokú aeroszolszűrő berendezést és ellenőrzésének módszerét. Kettős celt szolgál a berendezés: egyrészt a különböző üzemekből (pl. atomerőművekből) távozó levegő megbízható tisztítását, másrészt bizonyos ipari folyamatokhoz szükséges „tisztá levegő” biztosítását. A *KLTE Szervetlen és Analitikai Kémiai Tanszék* munkatársai multieleemes nyomelemzésre alkalmas

közvetlen spektrometriai vizsgálati módszert dolgoztak ki. Az *MTA Bányászati Kémiai Kutatólaboratóriumában* folyadék-aeroszolok feldolgozására alkalmas módszerek összehasonlítását végezték el. Az *MTA KFKI* munkatársai bemutatták az általuk kifejlesztett lézeres levegő — portartalom — mérő berendezést és ismertették egyes alkalmazási területeit (pl. állatkísérletekben az aeroszol expozíció hatásának vizsgálatában). A *Veszprémi Vegyipari Egyetem Analitikai Kémiai Tanszékén* kidolgozták a porok komplex analitikai vizsgálatát, amely magában foglalja mind az aeroszolok morfológiájának, mind ásványi és elemi összetételének meghatározását. Részt vettek az erőművi emisszió, s környezetük szennyezőanyag terhelésének meghatározásában és a *Közép—Dunántúli KÖVIZIG* munkatársaival közösen végzett munkában.

A légkörben található aeroszol részecskékkel foglalkoztak a második napi előadók. *Götz Gusztáv* (Központi Légkörfizikai Intézet) nyitó előadásában körvonalazta a légköri aeroszol részecskék hatását Földünk éghajlatára. Hangsúlyozta, hogy az aeroszol részecskék direkt és indirekt hatásait is figyelembe kell venni: közvetlenül hatnak a légkör sugárzás-háztartására, közvetetten pedig az albedó megváltozásán keresztül okozhatják az éghajlat módosulását. *Bozó László, Kovács Eleonora, Mika János, Pálvölgyi Tamás* és *Práger Tamás* a Központi Légkörfizikai Intézet (KLF1) kutatói előadásukban éghajlati modellek segítségével vizsgálták a sugárzásforgalom módosulás előzőekben vázolt következményeit. *F. Iványi Zsuzsa* (KMI) kimutatta az aeroszol részecskék hatását a városi hősziget-cirkulációra. A városi hősziget kialakulásáért az antropogén tevékenység, a szennyezőanyagok koncentrált kibocsátása tehető felelőssé. Ennek egyik következménye, hogy a szennyezőanyagok (így az aeroszol részecskék is) miatt a város felett a természetestől eltérő hőmérséklet-szerkezet alakulhat ki. *Horváth László* és *Haszpra László* (KLF1) felvázolták a vízben oldódó légköri aeroszol részecskék keletkezéséhez vezető legfontosabb folyamatokat, és légköri mérések alapján bemutatták a komponensek leg-

fontosabb paramétereit. A *KLFI* és az *MTA Atommag Kutató Intézetének* munkatársai beszámoltak a K-pusztán gyűjtött aeroszol minták nyomelemtartalmának elemzéséről, a *PIXE* módszer lényegéről, jelentőségéről, az aeroszol eredetének kutatásáról. *Bozó László* (*KLFI*) és *Horváth Zsuzsa* (*ELTE Analitikai és Szervetlen Kémiai Tanszék*) ismertették a légkör ólom és kadmium hazai mérlegét. Több éves adatsor birtokában megállapították, hogy e fémek ülepedésének mértéke meghaladja az emissziót, előadásukban foglalkoztak az észlelt koncentrációcsökkenés értelmezésével. Az *Országos Közegészségügyi Intézet* munkatársai az aeroszol egy igen jelentős komponensének, a koromnak analitikai meghatározására kidolgozott módszerrel számoltak be. A *KFKI* egy kutatócsoportja eljárásokat dolgozott ki széntüzelésű erőművekből származó aeroszol toxikus elemtartalmának vizsgálatára. Az elemi összetétel mellett meghatározták a hordozó aeroszol méretét és morfológiáját is. Előadást hallhattunk a Közép—Dunántúl levegőszennyezettségi helyzetéről, s megismerkedhettünk a főbb légszennyezőanyagok kibocsátásának mértékével, az itt található fontosabb forrásokkal (*KDT KÖVIZIG*). Veszprém megye néhány tele-

pülésére (*VVE, Környezetellenőrző Laboratórium, Veszprém*) és Debrecen városára (*Hajdú-Bihar Megyei KÖJÁL*) ülepedő porok analitikai vizsgálatát végezték el, amely különösen fontos a toxikus nehézfémek esetében.

Három előadás az aeroszol egészségkárosító hatásával foglalkozott. Egy igen érdekes vizsgálatban kimutatták (*Jahn Ferenc Kórház, Bp. SZIKKII, Bp.*), hogy a nagy szennyezettségű területeken élő emberek szervezetében feldúsulhatnak az egyes szennyezőanyagok. Egy kertvárosi és egy nagyforgalmú budapesti kerületben élő betegek vesekőveinek ólom és kadmium tartalmát hasonlították össze, s ezt a hatást egyértelműen kimutatták. Végül az *OKI* munkatársai állatkísérletek eredményeiről számoltak be, amelyben az aeroszol belégzés okozta légzőszervi gyulladásokat vizsgálták.

A kétnapos rendezvényt *Mészáros Ernő* értékelte. Zárszavában kiemelte az előadások magas színvonalát, s hogy tovább kell bővíteni a résztvevő tudományágak, intézmények számát. A résztvevők megállapították, hogy a jövőben is szükséges a konferencia rendszeres megrendezése.

Molnár Á.

## A SVÁJCI MŰSZAKI SZÖVETSÉGI INTÉZET CSAPADÉKMÉRÉSI SZIMPÓZIUMA

„CSAPADÉKMÉRÉS” címmel nemzetközi munkaértekezletet rendeztek 1989. december 3—7 között *St. Moritzban*. E témakörben ez volt a második találkozó, amelyet a *WMO* és az *IAS (International Association of Hydrological Sciences)* támogatásával a *Svájci Műszaki Szövetségi Intézet Földrajzi Tagozata (ETH Zürich)* rendezett. Míg az 1985-ben Zürichben tartott értekezlet központi témája a csapadékmérések korrekciója volt, a mostani ülészak egy tágabb témakör átfogására törekedett. A két nagy kérdésoszorba (1. Diszkrét pontokban mért csapadék; 2. Területi csapadék) sorolt 85 előadást, illetve poszttert a következő szekciók keretében tárgyalták: 1.1 Hibák és inhomogenitások; 1.2 Adatgyűjtés és ellenőrzés; 1.3 Mezők összehasonlítása; 1.4 Mérési módszerek összehasonlítása (WMO program); 1.5 Korrekciók; 1.6 Műszerek és új mérési eljárások; 2.1 Területi csapadék és reprezentativitás; 2.2 Interpoláció és eloszlás; 2.3 Állomáshálózat optimalizálása; 2.4 Tervezés nagy-intenzitású csapadék; 2.5 Radar; 2.6 Műhold; 2.7 Hó és hótakaró; 2.8 Globális és regionális csapadék.

A négy nap során elhangzott előadások, hozzászólások, bemutatott poszterek áttekintést adtak a csapadékkal kapcsolatos problémakör jelenleg előtérben lévő kérdéseiről, elsősorban a kutatásokban (csapadékklimatológia, globális vízmérlegszámítások, regionális hidrológiai folyamatok, valamint az ezekben bekövetkező változások az időjárás módosulása, illetve környezeti változások hatására) inputként szereplő adatbázisok kialakítására koncentrálva. Az adatgyűjtés eltérő módjai (hagyományos, radar, műhold) mellett a korrekciók szükségességével, módszereivel, az adatok reprezentativitásának kérdésével is számos előadás foglalkozott. Szerepeltek a napirenden a „WMO Szilárd Csapadékok Mérési Módszereinek Nemzetközi Összehasonlítása” program keretében végzett kutatások első eredményei. A jelenségek vizsgálatainak térbeli skálája a városítól a földgömbi méretig, időskálája a perctől az évszázadig terjedt. A magyar résztvevők előadására, illetve poszterének bemutatására a 2.1 és 2.4 szekcióban került sor. „Csapadékmező és területi csapadékátlagok (Faragó T.—Vértesy M.)” cím-

mel *Vértesy M.* tartott előadást, *Wantuchné* pedig az „Extrém csapadék karakterisztikák (Faragó T.—Wantuchné)” c. posztert ismertette az érdeklődőknek.

A nagyszámú, szakmailag tartalmas előadás megtartására csak zsúfolt program keretében kerülhetett sor. Az előadások követését nagymértékben elősegítette, hogy a résztvevők az ülészek megnyitása előtt kézhez kapták az előadások angol nyelvű szövegét. („Precipitation Measurement”-ed, by B. Sevruc pp. 584 Swiss Federal Institute of Technology.) Alkalmam nyílt korszerű csapadékmérő műszerek megismerésére is. Végül az elkövetkező évek elsődlegesen megoldandó feladataiként a következőket jelölték meg: az általánosan elterjedt csapadékmérési módsze-

rek tökéletesítése, szabványosítása; az adatsorok inhomogenitásának megszüntetése; a pont és területi csapadéktételek szisztematikus hibáinak korrekciója; s a hagyományos felszíni állomáshálózat és a műholdas megfigyelési adatok összhangjának megteremtése.

A kiváló szervezés, mely elsősorban *B. Sevruc*nak köszönhető, lehetőséget adott *St. Moritz* természeti szépségeibe való bepillantásra, s oldott légkörű beszélgetésekre is. Az elhangzott előadások mellett a megismert új kiadványok, s nem utolsósorban a kialakult személyes kapcsolatok jelentős segítséget nyújtanak a „csapadék” témakörben végzett további munkában, elméleti és gyakorlati téren egyaránt.

*Durayné Vértesy M.—Wantuchné Dobi I.*

## KAPOVITSNÉ RÓTH RENÁTA A FÖLDTUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága által szervezett nyilvános vitán 1989. október 11-én *Kapovitsné Róth Renáta* elnyerte a földtudományok kandidátusa címet. Disszertációjának címe: „Az összfelhőzet klimatológiai vizsgálata Európa felett műholdfelvételek alapján”.

Hosszú, eredményes és szívós munka előzte meg a cím elnyerését. 1956-ban szerzett meteorológus diplomát az ELTE Természettudományi Karán. Pályakezdő éveit a rövidtávú időjáráselőrejelzés területén töltötte, majd távélőrejelzéssel foglalkozott. Résztvett a népgazdasági igényeket kiszolgáló ún. célprognózisok rendszerének kidolgozásában. Eredményes munkáját igazolják az Árvízvédelemért érdemérem és a Kiváló Dolgozó kitüntetés. Ebben az időszakban indult meg tudományos munkássága, a magassági meteorológiai mezők statisztikai vizsgálatával, természetes ortogonális sorfejtésével. 1976 óta műholdmeteorológiai kutatással, közelebbről felhőklimatológiával foglalkozik. A műholdfelvételekből előállította a felhőzet változékonyságának jellemzőszáma-ait. A mezők statisztikai vizsgálatát is elvégezte, felhőklimatológiai régiókat jelölt ki. Hazai és nemzetközi fórumokon (Interkozmosz, COSPAR stb.) számolt be eredményeiről, melyeket nagyszámú hazai és

külföldi folyóiratban publikált. Az 1988-ban megjelent magyar Műholdmeteorológiai kézikönyv Felhőklimatológia fejezetének szerzője. Részt vett a magyarországi műholdas felhőzeti adatbázis létrehozásának munkájában.

Kandidátusi értekezésében *Kapovitsné Róth Renáta* az általa előállított felhőfedettség adatbázis alapos, sokszempontú felhőklimatológiai elemzését végezte el. Egy öt éves időszakra vizuálisan digitalizálta az ESSA műholdfelvételek napi sorozatát. Előállította a térbeli és időbeli felhőfedettség eloszlásait, valamint az időbeli változékonyságot jellemző varianciákat. A szerző, a térbeli és időbeli szerkezeti függvények mellett, a fedettség gyakorisági eloszlásának — a földrajzi és fizikai környezet által meghatározott — típusait is meghatározta. Igényes elemző munkát és összehasonlító értékeléseket végzett, valamint kapott eredményeinek hasznosítási lehetőségeit is összefoglalta.

Az értekezés nyilvános vitáján a kijelölt opponensek (*dr. Major György* a földtudományok doktora és *dr. Tanczer Tibor* a földtudományok kandidátusa), valamint a bizottság elnöke és tagjai egyöntetűen a kandidátusi fokozat odaitélését javasolták.

*Bartholy J.*



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: Németh Jenő vezérigazgató  
90-03048 Petőfi Nyomda, Kiskunfélegyháza  
Felelős vezető: Bodor Béla

INDEX: 26 361

**HU ISSN 0324—6329**