

Dr. G. H. G. G. G.

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

93. ÉVF. * 6. SZÁM * 1989. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

CONTENTS

Sadig Zadeh, A. — Renoux, A. — Boulaud, D. — Madelaine, G.: Légtisztításra szolgáló akusztikus szűrő (angol nyelven) 309

Pandey, V. — Gupta, B. R. D.: A maximum hőmérséklet és egyéb agrometeorológiai változók együttes hatása a cirok (*Sorghum bicolor*) termésére (angol nyelven) 316

Práger T. — Pálvölgyi T.: Évszakos bontású energiaegyensúlyi éghajlatmodell stabilitásvizsgálata (angol nyelven)..... 323

Dévényi D. — Radnóti G.: Új mérték a megfigyelési hálózatok jellemzéséhez (angol nyelven)..... 333

Koppány Gy.: A stratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása az északi hemiszférán 340

Ihász I.: Számítástechnikailag hatékony módszer a domborzat hatását tartalmazó barotrop örvényességi egyenlet megoldására 351

Tar K. — Terdik Gy.: A szélebbesség idősorának egy hely-idő modellezése 363

Irodalom 370

Krónika 372

Sadig Zadeh, A. — Renoux, A. — Boulaud, D. — Madelaine, G.: Acoustic filter for air cleaning (in English) 309

Pandey, V. — Gupta, B. R. D.: Common effects of maximum temperature and other agrometeorological variables on the yield of *Sorghum* (*Sorghum bicolor*) (in English) 316

Práger, T. — Pálvölgyi, T.: Stability properties of seasonal energy balance climate model (in English) 323

Dévényi, D. — Radnóti, G.: A new measure for characterizing observing networks (in English) 333

Koppány, Gy.: The spring conversion of stratospheric circulation over the Northern Hemisphere 340

Ihász, I.: Computationally efficient method for solving the barotropic vorticity equation with orographic forcing 351

Tar, K. — Terdik, Gy.: A space-time modeling of the time series of wind velocity . 363

Literature 370

Chronicle 372

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 93. * NO. 6 * NOVEMBER—DECEMBER 1989 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légtérfizikai Intézet

1675 Budapest Pf. 39.

Telefon: 158-5711

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)

ANTAL E. (Budapest)

BENGTSSON, L. (Reading)

BÖHME, W. (Potsdam)

BUDYKO, M. I. (Leningrad)

CZELNAI, R. (Geneva)

FARAGÓ T. (Budapest)

FISHER, B. (Leatherhead)

GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)

GÖTZ G. (Budapest)

HAMAN, K. (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)

ŠAMAJ, F. (Bratislava)

SPÄNKUCH, D. (Potsdam)

STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)

SZEPESI D. (Budapest)

TAYLOR, F. W. (Oxford)

TÄNCZER T. (Budapest)

VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)

VITEK, V. (Prah)

WHELPDALE, 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, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 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. 93. évf. 6. szám. 1989. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov—Dec 1989, Budapest

Acoustic filter for air cleaning

A. SADIG ZADEH and A. RENOUX

Laboratoire de Physique des Aérosols et de Transfert des Contaminations

*Université Paris XII, Avenue du Général de Gaulle,
94010 Créteil, France*

D. BOULAUD and G. MADELAINE

*Commissariat à l'Energie Atomique,
IPSN/LEPA, BP n° 6, 92265, Fontenay aux Roses, France*

It is demonstrated by experiments that the acoustic field influences considerably the collection efficiency of granular media: above a certain threshold in acoustic level the efficiency increases. The experiments also show that the increase of efficiency varies as a function of aerosol particle size and reaches a maximum around $0.7 \mu\text{m}$.

*

Légtisztításra szolgáló akusztikus szűrő. Szerzők kísérletekkel bizonyítják, hogy az akusztikus mező jelentősen befolyásolja a szemcsés szűrők felfogási hatékonyságát: bizonyos kritikus akusztikus szint fölött a hatékonyság növekszik. A kísérletek szerint a hatékonyság növekedése az aeroszol részecskék nagyságának is függvénye. A maximális növekedés általában $0,7 \mu\text{m}$ körül jelentkezik.

Introduction. The development of some advance technology industry requires utilization of high pressure and temperature resistant filters. The granular medium has some advantages over traditional filters. First of all, it can be used in case mentioned above. It resists to corrosive agents. Furthermore the pressure drop is low and the bed has a large particle retention capacity. But, it has a minimum of collection efficiency for aerosols with diameters between $0.1 \mu\text{m}$ and $2 \mu\text{m}$ like all types of filters (*Fig. 1*).

In this paper, we present our theoretical and experimental investigations of the effects of acoustic field on the collection of aerosols by a granular bed. These studies show that an important increase in the aerosol collection efficiency is obtained at high acoustic intensities ($I_{ac} > 14\text{OdB}$). This important increase permits its use within domains above-mentioned.

1. Calculated overall efficiency of the granular bed

1.1 Overall efficiency of the granular bed in the absence of acoustic field. The theoretical expression of overall efficiency (E_g) for granular media consisting of spherical glass collectors is given by Mercer (1983) and by Tavossi *et al.* (1983):

$$E_g = 1 - \exp \left\{ \frac{3}{4} \cdot \left(\frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon R_s} \right) \cdot \eta_t \cdot L \right\} \quad (1)$$

where η_t is the total single collector efficiency, and R_s , ϵ , L are the granular bed characteristics (R_s : radius of a spherical collector; ϵ , L : porosity and depth of the granular bed). It is to be noted that η_t is obtained by summing up the contributions of individual collection mechanisms like inertial impaction (η_{imp}), interception (η_{int}), diffusion (η_{dif}) and sedimentation (η_{sed}). If we neglect the electrostatic effects and reciprocal actions between the different collection mechanisms we get:

$$\eta_t = \eta_{imp} + \eta_{int} + \eta_{dif} + \eta_{sed} \quad (2)$$

1.2 *Effects of the acoustic field on aerosol in a granular bed.* The application of an acoustic wave which level is more than 140 dB generates the acoustic

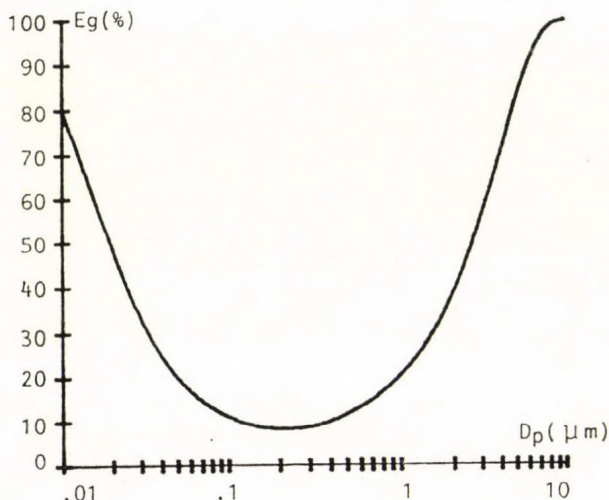


Fig. 1: Overall efficiency of the granular bed as a function of aerosol diameter in the absence of acoustic field

drift forces, the acoustic turbulent diffusion, in addition to the forced acoustic oscillations of the aerosol and the carrier gas molecules (Chou *et al.*, 1981).

The drift forces provoke the transversal motion of aerosol particles, parallel to the direction of propagation, or in the opposite direction. These forces are function of the radius of particle (r_p) and of the sound energy density:

$$(E = (1/2) \cdot \rho_g \cdot U_g^2, \text{ even to } \mu_p^2 \{ \mu_p^2 = 1/(1 + (\omega\tau)^2) \}.$$

where ρ_g , U_g , ω and τ are the density of the carrier gas, the velocity amplitude of the carrier gas molecules in the acoustic wave, the angular frequency of the acoustic wave and the relaxation time of aerosol, respectively, while μ_p determines the degree of a particle participation in the oscillations of the carrier gas molecules produced by an intense acoustic wave. According to the angular frequency we can differentiate the following cases.

(i) $\omega\tau \ll 1$. In this case, the amplitude of acoustic oscillations of an aerosol and of the carrier gas molecules are equal ($A_p = A_g$).

(ii) $\omega\tau \gg 1$. In this case $A_p = 0$. Therefore at a fixed intensity and for each particle of given radius the frequency of the acoustic wave has an upper limit. Up to that frequency the degree of participation (μ_p) is equal to unity and $A_p = A_g$. From 158 dB (Malherbe *et al.*, 1986; Malherbe, 1986), the acoustic

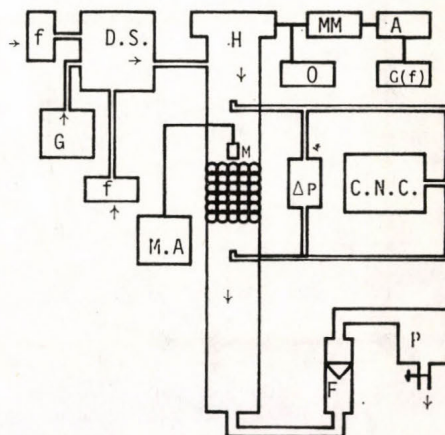
turbulent diffusion becomes important enough to induce a supplementary force that favours the fixation of aerosols upon spherical collector. Finally, the overall efficiency of the granular medium in the presence of acoustic filter field is given by the relation:

$$E_g = 1 - \exp \left\{ 3/4 \cdot ((1 - \varepsilon) / \varepsilon R_s) \cdot \eta_T \cdot L \right\}; \quad \eta_T = \eta_t + \eta_{ac} \quad (3)$$

In these equations η_T is the single collector total efficiency in presence of an acoustic wave, while η_{ac} is called acoustic efficiency of a spherical collector;

Fig. 2: Experimental device

- A: Audio frequency amplifier;
- C.N.C. Condensation nuclei counter;
- D: Flow-meter;
- D.S: Dilution system;
- f: Air filter;
- G(f): Signal generator;
- H: Loud speaker;
- M: Microphone probe;
- M.A: Measuring amplifier;
- MM: Multi-meter;
- ΔP : Pressure manometer;
- P: Pump;
- O: Oscilloscope
- G: Aeerosol generator



it depends on the frequency and level of acoustic wave and of the particle radius. From the equation (3), we hope to obtain a significant increase of the collection efficiency with the acoustic wave.

2. Experimental apparatus

The diagram of experimental set up and apparatus is shown roughly in Fig. 2. We dispose a granular bed, consisting of spherical glass collectors. It is set up on the inside of a glass column of 65 cm height and 6.7 cm internal diameter. The depth of our granular media (L) and the diameter of the spherical collector ($2 \times R_s$) used are 15 cm and 0.2 cm, respectively. The monodisperse aerosols of D.O.P. used in our experiment are produced by a two-stages generator (T.S.I.; Model 3072 and 3076). The aerosol size is determined by the volume concentration of D.O.P. in the initial solution of D.O.P.-ethanol. The acoustic waves are generated by high power loud-speaker (maximum 120 watts). The sinusoidal signal is fed by a signal generator, it is amplified beforehand by an audio-amplifier before supplying the loud-speaker. A system of dilution allows us to procure aerosol concentrations in the scale of $a \cdot 10^3$ or $a \cdot 10^4$ ($a = 1, 2, 3, 4$) particles in cm^3 . The flow air filtered in the buckle is assured by an air pump.

Two flow-meters incorporated inside the dilution system are used to check the particle concentration. A third flow-meter is used to fix the air-flow in the system. The form and the power of the signal supplied to loud-speaker are inspected respectively by an oscilloscope and by two multi-meters. A pressure

manometer is used to determine the pressure drop in presence and without acoustic wave. We measure the upstream and downstream aerosol concentration of the granular bed by a condensation nuclei counter (C.N.C.). Finally, the size distribution of the used aerosol is obtained by an optical particle counter and a quartz crystal microbalance (QCM) cascade impactor (California Measurements INC, Model PC-4).

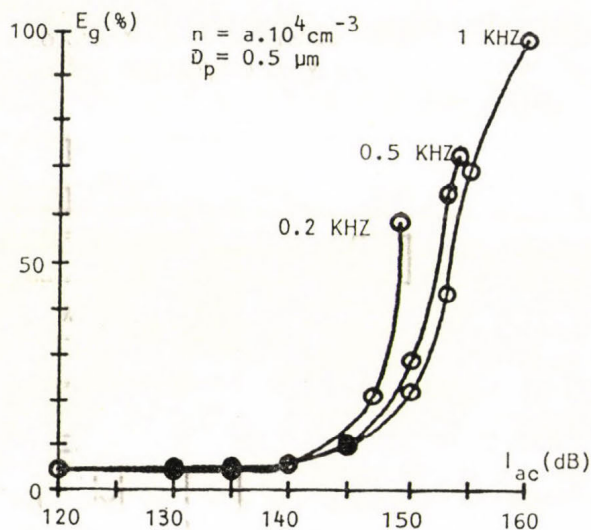


Fig. 3: Overall efficiency of the granular bed as a function of acoustic pressure for $0.5 \mu\text{m}$ and $a \cdot 10^3 \text{ cm}^{-3}$ diameter and concentration of aerosols

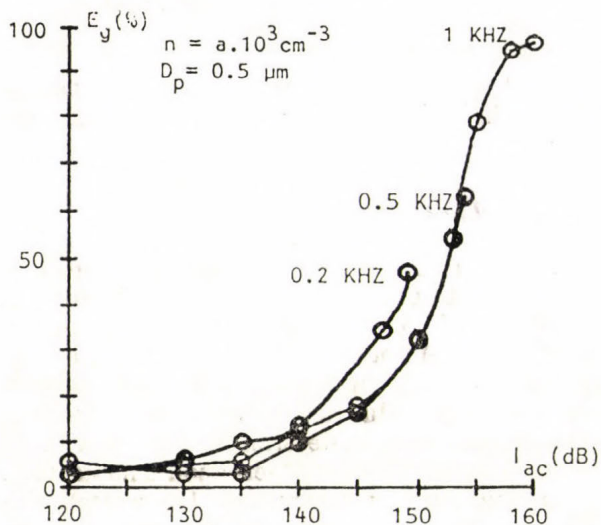


Fig. 4: Overall efficiency of the granular bed as a function of acoustic pressure for $0.5 \mu\text{m}$ and $a \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$ diameter and concentration of aerosols

3. Experimental results

To verify our theoretical forecasts, we measured the efficiency and pressure drop of the granular bed, for the frequencies fixed at 200, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 Hz and the variations of intensity between 120 and 160 dB. These experiments are performed for monodisperse aerosols of 0.1, 0.5, $1 \mu\text{m}$ diameters

and the particle concentration used are $a \cdot 10^3$, $a \cdot 10^4$ particles per cm^3 . These selected concentrations are low, in this way the coagulation has no effect on the experimental efficiency. The flow rate is fixed at $1 \text{ m}^3/\text{h}$, which corresponds to a flow velocity of 7.9 cm/s and a Reynolds number of 390. It follows that, in absence of acoustic wave, the flow is laminar in our system.

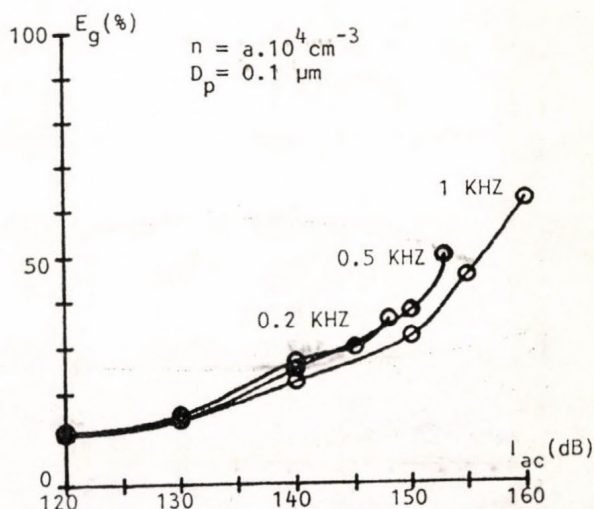


Fig. 5: Overall efficiency of the granular bed as a function of acoustic pressure for $0.1 \mu\text{m}$ and $a \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$ diameter and concentration of aerosols

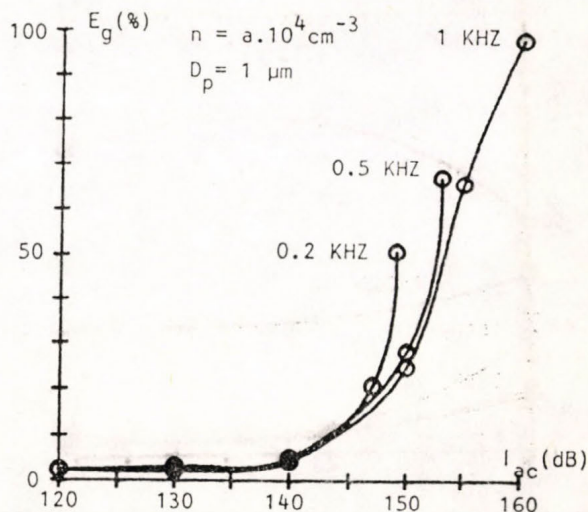


Fig. 6: Overall efficiency of the granular bed as a function of acoustic pressure for $1 \mu\text{m}$ and $a \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$ diameter and concentration of aerosols

In order to synthesize our results, we used only, in this report, three efficiency graphs of granular media, as a function of the frequencies (200, 500, 1000 Hz) and level of the acoustic waves (120–160 dB). For example, we present the efficiency of granular bed for two concentrations $a \cdot 10^3$ (Fig. 3) and $a \cdot 10^4$ (Fig. 4) particles per cm^3 , for aerosols with a $0.5 \mu\text{m}$ diameter. We observe a quasi perfect reproductiveness, for the two concentrations quoted,

which proves that no coagulation is produced. Figures 4, 5 and 6 show the graphs of efficiency of the granular bed, with respect to the different levels of acoustic waves, for the 0.2, 0.5 and 1 KHz frequency, for the 0.5, 0.1 and 1 μm aerosol diameters. Our experimental graphs permit to make the following observations.

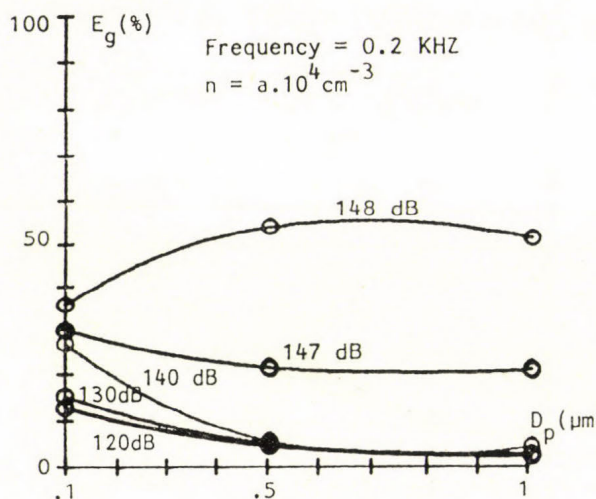


Fig. 7: Overall efficiency of the granular bed as a function of aerosol diameter, at different values of acoustic pressure and for 0.2 KHZ acoustic frequency

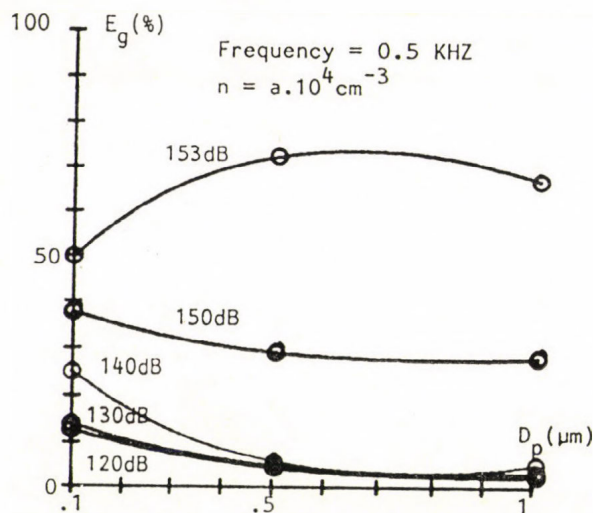


Fig. 8: Overall efficiency of the granular bed as a function of aerosol diameter, at different values of acoustic pressure and for 0.5 KHZ acoustic frequency

a) For the particles with 0.1 μm diameter (in diffusion domain), the acoustic waves influence the efficiency from 130 dB, and about 140 dB for the 0.5 and 1 μm particles (in diffusion and inertial domains, and inertial domains).

b) For a given acoustic level, the overall efficiency is less important for the high frequencies.

c) The impact of the acoustic waves is more important in the inertial domain than in the diffusion domain.

Figures 7, 8, 9 represent the graph of overall efficiency with respect to diameter of particles for the different acoustic levels. We find out that the overall efficiency has a minimum about $0.7 \mu\text{m}$, but this minimum disappears when the acoustic level is above some threshold that depends on the frequency.

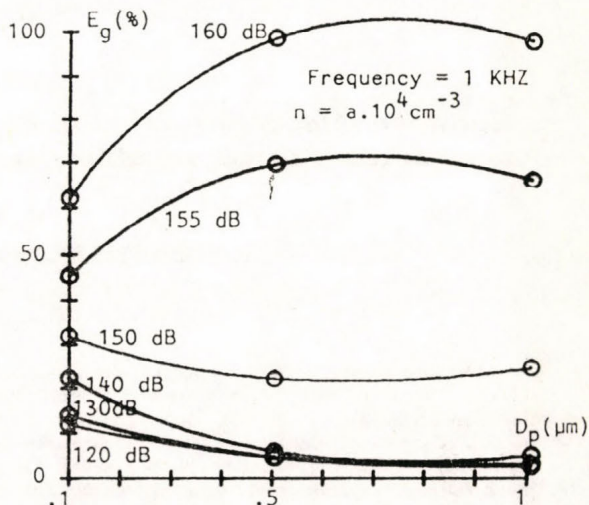


Fig. 9: Overall efficiency of the granular bed as a function of aerosol diameter, at different values of acoustic pressure and for 1 KHZ acoustic frequency

4. Conclusion

Our experiments show that above appropriate intensity and frequency of the acoustic waves, the global aerosol collection efficiency of a granular media increases. Our results suggest the existence of a threshold in acoustic level, above which the efficiency increases very rapidly.

Besides, this increase of efficiency is a function of the aerosols diameter reaching a maximum about $0.7 \mu\text{m}$. For example, for the particle with $0.5 \mu\text{m}$ diameter, the efficiency is 4% without acoustic waves and reaches 98%, with 160 dB acoustic pressure, and 1 KHz frequency (Fig. 4).

REFERENCES

- Chou, K. H., Lee, P. S. and Shaw, D. T., 1981: Aerosol agglomeration in high-intensity acoustic field. *J. Colloid Interface Sci.* 83, 335-353.
- Malherbe, C., 1987: *Etude du comportement d'un aerosol soumis à un champ sonore*. Thèse d'état, Université Paris XII.
- Malherbe, C., Boulaud, D. and Boutier, A., 1986: Etude de la turbulence induite par un champ acoustique. *J. Aerosol Sci.* 17, 436-437.
- Mercer, T. T., 1983: *Aerosol Technology in Hazard Evaluation*. Academic Press, London.
- Tavossi, H., Renoux, A., Madelaine, G. and Boulaud S., 1983: Influence of an acoustic wave on the aerosol collection efficiency of a granular bed. *Időjárás* 87, 327-343.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 6. szám. 1989. november–december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov–Dec 1989, Budapest

Common effects of maximum temperature and other agrometeorological variables on the yield of Sorghum (*Sorghum bicolor*)

V. PANDEY and B.R.D. GUPTA

*Department of Geophysics, Banaras Hindu University,
Varanasi 221 005, India*

A third degree multiple regression equation is used to study the influence of the distribution of weather parameters and their interactions on the sorghum yield at Surat in India. The crop yield and weather data used are for 36 years (1950–1985) period. A regression analysis is carried out for the combination of maximum temperature with rainfall, minimum temperature, morning and afternoon relative humidity, mean temperature, temperature range, soil moisture storage, actual evapotranspiration and moisture adequacy index. All the interactions are significant at 1% level. The combination of maximum temperature and actual evapotranspiration has the highest coefficient of determination ($R^2 = 0.858$). The effect of one unit of additional amount of each variable on yield at different levels of the other weather elements have been computed and the response thus obtained for some of the combinations are discussed. The estimated yields obtained by the equation are in good agreement with the reported yields.

*

*A maximum hőmérséklet és egyéb agrometeorológiai változók együttes hatása a cirok (*Sorghum bicolor*) termésére. Egy harmadrendű többváltozós regressziós egyenletet alkalmaztunk az időjárási paramétereknek és együttes befolyásuknak a cirok termésére gyakorolt hatás tanulmányozása céljából az indiai Suratban. A terméseredmények és az időjárási adatsorok az 1950–1985-ös időszak 36 évéből származnak. A regressziós analízis során a maximum hőmérsékleti adatokat kombináltuk a csapadék, a hőmérsékleti minimum, a reggeli és a délutáni relatív nedvesség, a középhőmérséklet, a hőmérsékleti ingás, a talajnedvesség készlet, a tényleges evapotranspiráció és a nedvességi index adatokkal. Minden kölcsönhatás szignifikáns 1%-os szinten. A hőmérsékleti maximum és a tényleges evapotranspiráció kombinációjának legnagyobb az együtthatója ($R^2 = 0,858$). Kiszámítottuk a változók egységnyi összegének hatását a termésre a többi időjárási elem különböző szintjeinél és értékeltük az egyes kombinációkra kapott válaszokat. Az egyenlettel számított terméseredmények jól megegyeznek a tényleges termésekkel.*

Introduction

Sorghum (*Sorghum bicolor*) is the most important food and fodder crop of dryland agriculture in India. Its production is very much dependent on south-west monsoon rainfall. The Indian food grain production is closely related to south-west monsoon rainfall (Parthasarthy *et al.*, 1988). There have also been numerous studies pertaining to the effect of weather variables on sorghum crop (Sarker 1984; Huda *et al.*, 1984; Sreenivasan and Banerjee, 1973). Most of these

studies either deal with crop-weather relationship or with yield forecasting. The studies dealing with both aspects would certainly have advantage over the former. It is evident from the studies (Peacock and Heinrich, 1984) that the temperature at all the critical stages of development has a major influence on the growth, development and yield of sorghum. Since the final yield is the combined effect of different weather variables during the crop life period, the crop-weather relationship studies must include the combination of different weather variables. In this paper, therefore an attempt has been made to study the effects of combination of maximum temperature with other agrometeorological variables on sorghum yield as well as to estimate the yield.

Surat (21°12'N, 72°50'E) is located in the dry subhumid region of south Gujarat in India. Mean annual rainfall is 1130 mm and varies between 500 and 2400 mm. About 95% of the annual rainfall is received during south-west monsoon (June-September). Sorghum occupies more than 50% area of *kharif* cereals in the district.

1. Materials and methods

The sorghum yield data for Surat district are obtained from the Directorate of Agriculture, Ahmedabad, for 36 years (1950 to 1985) period. The corresponding weekly weather data such as rainfall, maximum and minimum temperature, morning and afternoon relative humidity are obtained from India Meteorological Department, Pune. The mean temperature and temperature range are defined as

$$\text{mean temp.} = \frac{(\text{max. temp.} + \text{min. temp.})}{2}$$

$$\text{temp. range} = (\text{max. temp.} - \text{min. temp.})$$

Weekly rainfall and potential evapotranspiration computed by Penman's method (Rao *et al.*, 1971) are used to compute the climatic water balance components viz. soil moisture storage, actual evapotranspiration and moisture adequacy index by the technique of Thornthwaite and Mather (1955) during crop growing season for each year. The soil moisture storage (*SMS*) is determined by the following equation

$$\text{SMS} = \text{AWC } e^x \quad \text{where } x = \frac{\text{ACC}[-(P - \text{PET})]}{\text{AWC}},$$

where *AWC* is available water capacity of the soil; for medium black soil of Surat *AWC* is assumed 250 mm. *ACC* is accumulated values of negative differences between rainfall (*P*) and potential evapotranspiration (*PET*), *e* is exponential term.

Actual evapotranspiration (*AET*) in any week will depend upon the *SMS* as well as on the rainfall received during the week and

$$\begin{aligned} AET &= PET && \text{if } P \geq PET \\ AET &= P + \Delta SMS && \text{if } P < PET \end{aligned}$$

where ΔSMS is the amount of moisture loss from *SMS* during the week.

Moisture adequacy index (*MAI*) is defined as the ratio of *AET* to *PET*.

The *kharif* sorghum is sown with the onset of monsoon and matures in 130–140 days. For the study purpose the crop growing season is divided into 19 weeks i.e. 25 to 43 standard weeks (June 10 to October 28). The statistical technique used in the present study is similar to that of *Runge* (1968). The multiple regression equation of the following form is developed for combination of maximum temperature other agrometeorological variables

$$Z = A_0 + \sum_{i=0}^3 a_i \left(\sum_{t=1}^{19} t^i X_t \right) + \sum_{i=0}^3 b_i \left(\sum_{t=1}^{19} t^i Y_t \right) + \sum_{i=0}^3 c_i \left(\sum_{t=1}^{19} t^i X_t \cdot Y_t \right) + D \cdot T$$

where Z is sorghum yield in kg/ha. A_0 , a_i , b_i , c_i , and D are regression coefficients and X_t and Y_t are weekly values of agrometeorological variables during week t . T has been used to correct the time trend in yield. After estimating the regression coefficients by least square technique, the response functions for combination of two variables are obtained by differentiating the equation with respect to X or Y at particular crop period t at a constant level of other variable Y_t or X_t .

$$\left. \frac{Z}{X} \right|_{t, Y_t} = \sum_{i=0}^3 a_i t^i + \sum_{i=0}^3 c_i t^i Y_t$$

$$\left. \frac{Z}{Y} \right|_{t, X_t} = \sum_{i=0}^3 b_i t^i + \sum_{i=0}^3 c_i t^i X_t$$

2. Results and discussion

The distribution of some of the agrometeorological variables included for discussion are given in *Table 1*. During crop growing season the weekly maximum temperature ranged between 30 and 35°C whereas the mean temperature varied between 27 and 30°C. The actual evapotranspiration varied from 19 to 27 mm and the moisture adequacy index was more than 0.8 during the greater part of the crop life period.

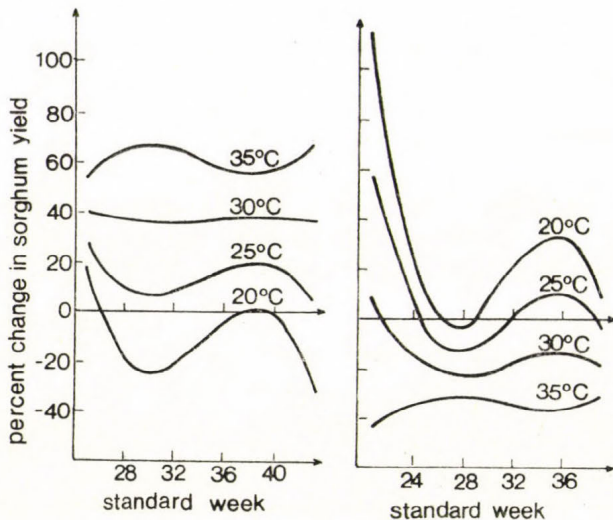


Fig. 1–2: Effect of 1°C of above average maximum temperature at indicated levels of mean temperature on sorghum yield and the effect of 5 mm of above average actual evapotranspiration at indicated levels of maximum temperature on sorghum yield

The different combinations used in the regression with their R^2 values are given in *Table 2*. It may be seen from this table that all are significant ($P = 20.01$). R^2 varied between 0.73 and 0.86. The highest R^2 have been found for combi-

TABLE 1
Average values of agroclimatic variables during sorghum growing season

Standard week	Maximum temperature (°C)	Mean temperature (°C)	Actual evapotranspiration (mm)	Moisture adequacy index
25	33.4	30.8	21.8	0.61
26	32.2	29.9	26.5	0.78
27	31.7	29.0	22.3	0.90
28	31.1	28.5	22.9	0.93
29	31.0	28.3	24.3	0.98
30	30.9	28.1	23.9	0.97
31	30.3	28.1	23.5	0.96
32	30.1	27.7	24.0	0.98
33	30.4	27.5	23.9	0.98
34	31.0	27.6	23.3	0.95
35	30.9	27.9	23.7	0.95
36	30.9	27.7	24.9	0.93
37	31.4	27.5	24.7	0.93
38	32.7	27.7	23.9	0.89
39	33.4	28.2	23.2	0.87
40	34.2	28.6	26.0	0.81
41	34.5	28.8	23.3	0.73
42	35.4	28.6	21.0	0.66
43	35.0	28.3	18.8	0.59

TABLE 2
F-ratio and coefficients of determination (R^2) for different combinations of weather variables
** significant at $P = 0.01$

Combination	F-ratio	R^2
Maximum temperature and		
(i) rainfall	5.73	0.772**
(ii) minimum temperature	5.34	0.759**
(iii) morning humidity	4.64	0.733**
(iv) afternoon humidity	6.27	0.787**
(v) mean temperature	6.69	0.798**
(vi) temperature range	6.05	0.781**
(vii) soil moisture storage	6.00	0.780**
(Viii) actual evapotranspiration	10.26	0.858**
(ix) moisture adequacy index	8.40	0.832**

nation of maximum temperature and *AET* (0.858) followed by maximum temperature and *MAI* (0.832) and maximum temperature and mean temperature (0.798). The partial regression coefficients of these three combinations are given in *Table 3* and the response curves obtained are shown in *Figs. 1-3*.

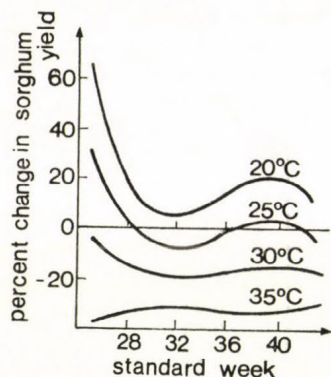


Fig. 3: Effect of 0.1 of moisture adequacy index at indicated levels of maximum temperature on sorghum yield

In *Fig. 1* the effect of an increase of 1°C of maximum temperature above average at 20, 25, 30 and 35°C of mean temperature are shown. The above average maximum temperature increased the yield by 5–27% with mean temperature of 25°C during the crop life period. This implies that the higher temperatures (up to 35°C) favourably affect the sorghum yield.

The effect of 5 mm of actual evapotranspiration (*AET*) above average at maximum temperature of 20, 25, 30, 35°C are shown in *Fig. 2*. It is clear that above average *AET* is beneficial to sorghum at lower levels of maximum temperature. The higher *AET* at average level of maximum temperature (30–

TABLE 3
Partial regression coefficients of three best combinations

Combinations		Regression coefficient			
		i = 0	i = 1	i = 2	i = 3
Maximum temperature and mean temperature	a_i	984.492	- 480.018	56.040	- 1.814
	b_i	961.873	- 462.332	54.460	- 1.780
	c_i	- 31.856	15.511	- 1.817	0.589
	D	23.557			
	A_0	- 16713.24			
Maximum temperature and actual evapotranspiration	a_i	293.669	- 145.247	13.743	- 0.380
	b_i	350.597	- 185.975	18.308	- 0.528
	c_i	- 10.467	5.566	- 0.549	0.016
	D	19.385			
	A_0	60944.67			
Maximum temperature and moisture adequacy index	a_i	273.414	- 143.934	13.441	- 0.364
	b_i	9408.849	- 5088.288	503.702	- 14.669
	c_i	- 282.429	153.566	- 15.274	0.448
	D	19.953			
	A_0	70457.81			

35°C) have detrimental effect on sorghum yield. 5 mm above average *AET* reduced the yield by 22% at the maximum temperature of 30°C.

The nature of response curve obtained for combination with *MAI* (Fig. 3) is similar to that with *AET*. As average *MAI* during the most of crop life period

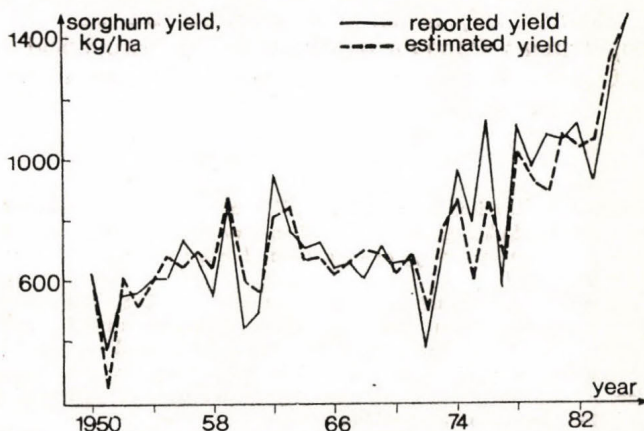


Fig. 4: Reported and estimated yield of sorghum at Surat, India

is more than 0.9 (Table 1) any increase over this adversely affected the yield at maximum temperature of more than 25°C. At maximum temperature of 30°C the above average *MAI* reduced the yield by 20%.

The multiple regression equation obtained for the combination of the weather variables discussed earlier can also be used for predicting the yield during different years. Using the equation obtained for maximum temperature and *AET* combination the estimated and reported yields for different years are shown in Fig. 4. The figure shows that the estimated yields are in good agreement with the reported yields.

TABLE 4
Actual and estimated sorghum yield (kg/ha) during severe drought and excessive rainfall years

Year	Rainfall (mm)	Actual yield (kg/ha)	Estimated yield (kg/ha)	Difference as percent of actual
Drought year				
1951	589.8	370.8	265.1	-29
1952	508.7	551.3	617.2	+12
1964	609.0	954.2	818.7	-14
1974	509.5	960.0	864.2	-10
Excessive rainfall year				
1954	2053.5	602.8	602.5	0
1964	2127.5	711.3	677.2	-5
1976	2357.1	1118.0	867.2	-22
1983	1965.5	924.0	1072.2	+16

The estimated and reported yields are compared for severe drought and excessive rainfall years (*Table 4*). It can be seen that in 3 out of 4 severe drought years the model is able to estimate the sorghum yield within 14% of actual as well as in 3 out of 4 excessive rainfall years also the model is capable of estimating sorghum yield within 16% of the actual.

Acknowledgements. The authors are thankful to India Meteorological Department, Pune for providing the meteorological data. First author is grateful to Gujarat Agricultural University for financial help.

REFERENCES

- Huda, A.K.S., Sivakumar, M.V.K., Virmani, S. N., Seetharaman, N., Singh, S. and Sekaran, H. G., 1984: Modeling the effect of environmental factors on sorghum growth and development. In *Agrometeorology of sorghum and millet in semi-arid tropics*, ICRISAT, Patancheru, India, 277-287.
- Parthasarthy, B., Munot, A. and Kothawale, D., 1988: Regression model for estimation of Indian foodgrain production from summer monsoon rainfall. *Agril. Meteorol.* 42, 167-182.
- Peacock, J. M. and Heinrich, G. M., 1984: Light and temperature response in sorghum. In *Agrometeorology of sorghum and millet in semi-arid tropics*. ICRISAT, Patancheru, 143-158.
- Rao, K. N., George, C. J. and Ramasastry, K. S., 1971: *Potential evapotranspiration over India*. I.M. D. Scientific Report, No. 136.
- Runge, E.C.A., 1968: Effect of rainfall and temperature during the growing season on corn yield. *Agron. J.* 60, 503-507.
- Sarker, R. P., 1984: Some agroclimatic aspect of sorghum in India. In *Agrometeorology of sorghum and millet in semi-arid tropics*, ICRISAT, Patancheru, 217-234.
- Sreenivasan, P. S. and Banerjee, J. R., (1973): Studies on the forecasting of yield by curvilinear technique. - *Rabi jowar at Raichur. India J. Meteor. and Geophys.* 24, 49-55.
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J. R., 1955: Water balance. *Publications in climatology, Drexel Inst. Techn., Centerton N. J.*, 8. 1-104.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 6. szám. 1989. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov – Dec 1989, Budapest

Stability properties of seasonal energy balance climate model

T. PRÁGER and T. PÁLVÖLGYI

*Institute for Atmospheric Physics
H-1675 Budapest P.O.B. 39*

The principal aim of this study is to assess the stability properties of a seasonal thermodynamic climate model. The present status of climate stability investigations is reviewed and an earlier climate model of Northern Hemispheric atmosphere – land – ocean – ice cap system is described. Experimental scenarios are shown which were used to compare the impacts of different values of solar constant and oceanic turbulent heat exchange coefficient on the attractor and attractor basin of the system. The results have shown that the modelled climate system behaves as a non-linear oscillator but in its stable regimes does not exhibit bifurcation properties or multiple equilibria. On the basis of the experiments it may be stated that the investigated climate model is characterized both by a “response type” and a “forcing type” sensitivity and that these two types of sensitivity behave in radically different ways in forming the climate.

*

Évszakos bontású energiaegyensúlyi éghajlatmodell stabilitásvizsgálata. A jelen dolgozat fő célkitűzése egy évszakos bontású termodinamikai éghajlatmodell stabilitási tulajdonságainak meghatározása. Miután áttekintjük az éghajlat stabilitása vizsgálatának szakirodalmát, ismertetjük a már korábban kidolgozott – az Északi-félgömb légkör – kontinens – óceán – tengeri jég rendszerére vonatkozó – éghajlatmodellt. Bemutatjuk azokat a kísérleti „fogatókönyveket”, amelyek alapján összehasonlítottuk a napállandó és az óceáni turbulens diffúziós együttható különböző értékeinek hatását a modell dinamikus rendszer-attraktorára és attraktor-medencéjére. Eredményeink rámutattak, hogy a modellezett éghajlati rendszer nem-lineáris oszcillátorként viselkedik, de a stabil tartományban sem többszörös egyensúly, sem a bifurkáció jelensége nem lép fel. Kísérleteink alapján az is leszögezhető, hogy a vizsgált éghajlatmodell egy „válasz típusú” és egy „kényszer típusú” érzékenységgel jellemezhető, és az érzékenység e két típusa az éghajlat kialakításában gyökeresen különböző viselkedést mutat.

1. Introduction

The present paper deals with investigations of the *stability properties* of some simple seasonal energy balance climate models, developed recently in the Institute for Atmospheric Physics of the Hungarian Meteorological Service. To assess the stability properties of a given mathematical model of the atmosphere or the climate system (or any other dynamical system) is important for both the model designer and the model users. The results of the stability control give information to the modeller about the quality of his model i.e. its capability to simulate correctly the direction and speed of changes in the

dynamical system. But the stability properties provide real information also for the model user, who is interested in knowing the behaviour of the modelled dynamical system. In such a way the users may estimate the "vulnerability" of the dynamical system, i.e. the limits of its adaptation to some external forcings.

Most stability investigations of climate models, published recently are common in the sense, that systems of autonomous differential equations (which have no terms on their right sides that depend explicitly on time) and their fix-point type equilibrium solutions were submitted to stability control. It is clear, that climate models describing seasonal cycles do not belong to the category of models with autonomous differential equations, since they contain the solar forcing which is an explicit function of time. To determine the stability properties of non-autonomous systems is much more difficult from the mathematical point of view because these systems have no fixpoint type equilibrium solutions. However, not taking into account the seasonal cycle means a great loss of information in modelling and in exploring the stability properties. Therefore, we decided to accomplish stability investigations of non-autonomous seasonal EBM's. The present article summarizes the numerical stability investigations and their results.

Stability of the simplest annual resolution or equilibrium energy balance climate models (EBM's) of *Budyko* (1969) and *Sellers* (1969) was investigated by several authors. In the works of *Held* and *Suarez* (1974), *Chylek* and *Coakley* (1975), and *Su* and *Hsieh* (1976) attention was paid mainly to the behaviour of the polar ice cap extent as the function of the solar constant. Setting the present value of the solar constant and the step-like albedo function of *Budyko* (ice-albedo feedback) they found more than one equilibrium value (multiple equilibria) of the global mean temperature corresponding to an ice-free Earth ($+18\text{ }^{\circ}\text{C}$), to a totally ice-covered Earth ($-51\text{ }^{\circ}\text{C}$), to a warmer, but also ice-covered Earth ($-4\text{ }^{\circ}\text{C}$), finally to the partially ice-covered present day Earth ($+16\text{ }^{\circ}\text{C}$). Stability analysis of the equilibrium solutions proved the third solution to be unstable and non-physical, while the remaining three solutions are stable and can take place on the real Earth (*Frederiksen*, 1976). In several papers of *North* (1975), *North* and *Coakley* (1979) and *North et al.* (1981) the stability criterion for the steady state solutions of a rather wide class of EBM's is derived using the method of Lyapunov function and — in case of one-dimensional models — the spherical orthogonal representations of the investigated functions. The stability properties of *Sellers*-type EBM's were analysed in the works of *Schneider* and *Gal-Chen* (1973) and *Ghil* (1976). Both the numerical and the analytical investigations, represented in these works gave similar results with the previously mentioned articles. A zero-dimensional *Budyko-Sellers* type model was supplemented by a stochastic forcing term to submit to stability investigations in the work of *Sutera* (1981), while one-dimensional stochastic-dynamic models constructed the same way were investigated for stability properties by *Lin* and *Koshyk* (1987).

The structural stability of a simplified non-linear model of the atmosphere — ocean — sea-ice climatic system with and without stochastic perturbation was investigated in the works of *Saltzman* (1978), *Moritz* (1979), *Saltzman et al.* (1981) and *Saltzman* (1982). The last paper summarized the results with this type of model and contains a detailed analysis of the CO_2 feedback.

2. The model and the experiments

The seasonal energy-balance box model that we choosed for numerical stability investigations was constructed by one of the authors (*Pálvölgyi*, 1988). In its original version the model contains five domains of the Northern Hemisphere climatic system: continents, oceans, sea-ice and snow, atmosphere over low and moderate latitudes and arctic atmosphere. According to this structure the model describes the thermal changes in the climate system through five ordinary non-linear differential equations, which are the mathematical formulae of the first law of thermodynamics integrated over the domains (formulae (1a) – (1e) in *Pálvölgyi*, 1988). In this formulation the equations contain integral terms, so it would be more correct to call them integro-differential equations. The introduced parameterizations of ocean and cryosphere structure transform the system into six ordinary differential equations (formulae (2a), (2b), (3)) with no integral terms in them. For completing the numerical stability investigations it was nessecary to simplify this system to some extent to meet the computer capacity limits. In order to do that, we assumed that in the range of sufficiently small changes of control parameters the relaxation time of the climate system is less than that of the slowest modelled sub-system: the sea ice (*Moritz*, 1979). Based on this consideration the differential equations describing the thermal change of the sea-ice cover and connected arctic atmosphere were replaced by appropriate parameterizations, and the system reduced to four differential equations of the form:

$$q_a \cdot \frac{dT_a(t)}{dt} = S_a(t) - L_a(t) + (P + LE)_a(t) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} (q_s - q_i(t)) \cdot \frac{dT_m(t)}{dt} + q_i(t) \cdot \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \cdot \frac{dh(t)}{dt} = \\ = S_m(t) - L_m(t) - (P + LE)_m(t) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} (q_s - q_m(t) - q_i(t)) \cdot \frac{dT_m(t)}{dt} + q_i(t) \cdot \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \cdot \frac{dh(t)}{dt} = \\ = K_T \frac{T_m(t) - T_d}{H_m - h(t)} \end{aligned} \quad (3)$$

$$q_1 \frac{dT_1}{dt} = S_1(t) - L_1(t) + (P + LE)_1(t) \quad (4)$$

In the equations the prognostic variables are

- $T_a(t)$ – the mean surface air temperature,
- $T_m(t)$ – the mean ocean surface temperature,
- $h(t)$ – the mean ocean mixed layer thickness, finally
- $T_1(t)$ – the mean continental surface temperature of the Northern Hemisphere.

These variables – which are represented by monthly means as the functions of time – constitute the four-dimensional phase space of the model. The other parameters and forcing functions describing energy sources, sinks and exchange processes are:

$$q_a, q_m = \rho_m c_m h(t), q_t = \rho_m c_m k(H_m - h(t)), q_s = \rho_m c_m H_m = q_m + k^{-1}q_t$$

q_1 – heat capacities of unit area columns of the atmosphere, the oceanic mixed layer, the thermocline, the whole thermally active layer of the ocean and that of the continents (k is an integral constant standing for the temperature inhomogeneity of the thermocline),

S_a, S_m, S_1 – net shortwave radiation balances of the atmosphere, the ocean and the continents,

$(P + LE)_a, (P + LE)_m, (P + LE)_1$ – turbulent sensible and latent heat fluxes from oceanic and continental surfaces into the atmosphere and vice versa,

$T_d = 4^\circ\text{C}$ – temperature of the deep ocean,

K_T – macroturbulent heat exchange coefficient of the ocean, regulating the thermocline.

We have designed a scheme for numerical experimentation concerning the stability of the model. First we have chosen an external forcing and an internal structural parameter of the system to change their values. The first was the solar constant Q , the investigated values were 316, 323, 340 and 373 Wm^{-2} , while the second was the turbulent heat exchange coefficient of the ocean K_T , with chosen values 0, 1000, 2000 and $2400 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. By these governing parameter values we completed stability investigations in a rather wide neighborhood of the present climate state, computing, the trajectories belonging to different initial conditions. Again, for computer capacity reasons we restricted ourselves to choose initial conditions given only for the middle January state, so operated in the projection of the $R^4 \times [0.365]$ phase space defined by $t = 15$ (t is measured in days). The next simplification was that we let the initial conditions vary only in the (T_a, T_m) phase subspace (those are the “governing” variables). The phase space points corresponding to the chosen initial conditions were on straight lines, which intersected each other in the point $T_a = 10.73^\circ\text{C}$, $T_m = 20.31^\circ\text{C}$ (the “centre” of the limit set). We have considered eight such lines, running at angles $0^\circ, 22.5^\circ, 45^\circ, 67.5^\circ, 90^\circ, 112.5^\circ, 135^\circ$ and 157.5° to the T_a axis. The initial points considered were of uniform density $T_a = 1^\circ\text{C}$ on the lines.

First we determined the attractor (attracting limit set) of the system by different values of Q and K_T starting the computations from the January mean values of $T_a = 9.1^\circ\text{C}$ and $T_m = 19.2^\circ\text{C}$. Then in every case – by completing calculations with the initial value set described earlier – we approximately determined the limit points of the attractor basin. An initial value pair (T_a, T_m) was identified as a limit point of the attractor basin. If the trajectory started from this point it converged to the attractor, but if the trajectory started from the neighboring initial point at the same line farther from the centre, it had shown no convergence. Finally, we found 16 approximate limit points of the attractor basin, and connected the points with a line of third order smoothness (closed quasicubic spline) to draw the form of the attractor basin in the (T_a, T_m) subspace.

The series of numerical experiments completed can be characterized as an attempt of global (both structural and initial condition) stability analysis of the investigated system.

3. Results and conclusion

In *Fig. 1*, the attractor and the attractor basin of the model climatic system is shown, received by reference (present day) values of $Q = 340 \text{ Wm}^{-2}$ and $K_T = 2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. It can be seen, that attractor is a limit cycle of irregular shape on the (T_a, T_m) plane, while the attractor basin is a four-leaf-clover shape

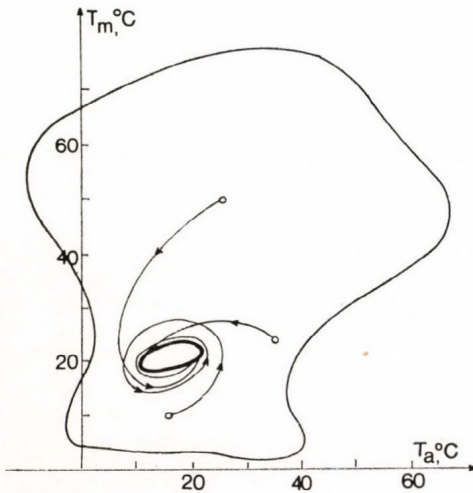


Fig. 1: The global stability diagram of the modelled - present day - climate. ($Q = 340 \text{ Wm}^{-2}$ and $K_T = 2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). The attractor (heavy line), the attractor basin (shaded area) and some typical trajectories are shown

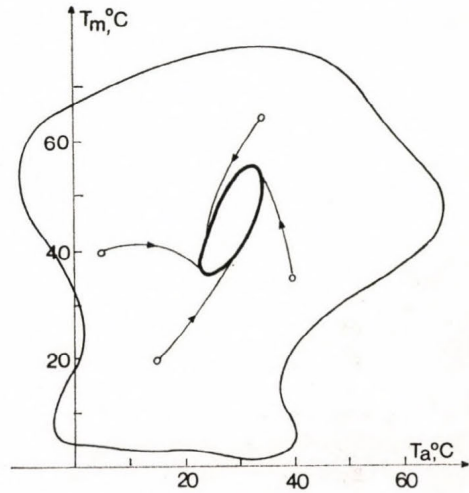


Fig. 2: The global stability diagram of an altered climate induced by solar constant change ($Q = 374 \text{ Wm}^{-2}$, $K_T = 2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

domain. It is noticeable, that (1) the limit cycle takes place in the lower part of the basin, and (2) its place coincides with the narrowest part of the basin in the T_a direction. The first feature means that the climatic system shows poorer abilities to recover from a perturbed initial state with low oceanic temperature, than from a state with high temperature of the ocean. Parallel with that the convergence speed of the trajectories to the limit cycle (in average 2500 time steps, which is roughly 100 years) is higher from initial points with high temperatures than from points with low temperatures. The physics behind all this might be that a lower energy higher entropy climatic system shows poorer abilities to recover from a perturbed initial state, than a higher energy one. The second feature can have the meaning that the climatic system shows minimum stability to air temperature perturbations with the present day ocean surface temperature, i.e. present day climate exhibits the strongest coupling between T_a and T_m .

In *Figs. 2-4* the results of the experimental calculations series are shown, where the solar constant was enlarged to 1.1, then reduced to 0.95 and 0.93 times

its present day value. In every case the model climatic system remained structurally stable, the change of the attractor basin was neglectable (remained within the limits of accuracy provided in determining the limit points), but the change of the limit cycle is "attracting". The second fact is obvious bearing in mind, that the change of an external forcing must not affect the adaptability of the climatic system, that mark out the boundary of the attractor basin.

In the much warmer climate of *Fig. 2* (yearly average $T_a = 28.99^\circ\text{C}$, $T_m = 45.43^\circ\text{C}$) the seasonal cycle turns to be very expressed and radically changes its character as the amplitude of the atmospheric temperature wave becomes much less, than that of the ocean temperature wave. The limit cycle

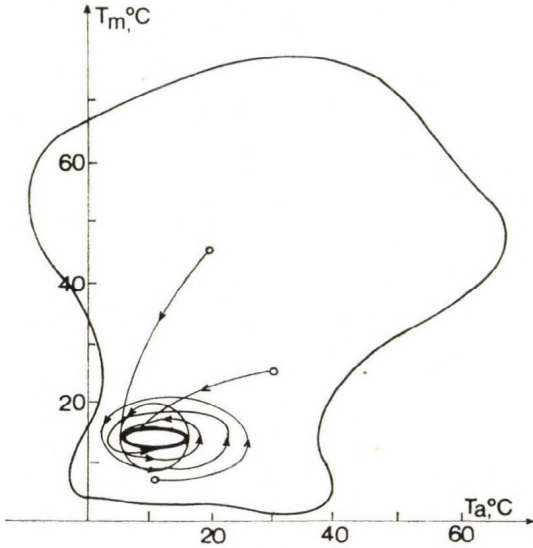


Fig. 3: Same as *Fig 2*, but $Q = 323 \text{ Wm}^{-2}$

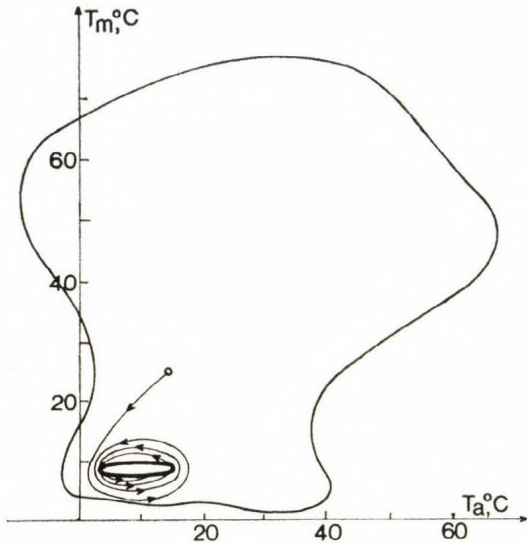


Fig. 4: Same as *Fig 2*, but $Q = 316.2 \text{ Wm}^{-2}$

moves toward the centre of the attractor basin, the convergence speed of the trajectories is roughly ten times higher (in average 200 time steps), than in the reference case. All this means an improved adaptation and stability property of the climatic system in case of a higher solar energy input.

Cooler climates of *Fig. 3* and *Fig. 4* (yearly average $T_a = 11.29^\circ\text{C}$, $T_m = 13.64^\circ\text{C}$, in the case of solar constant reduced to 0.95) go together with a decreasing seasonal cycle in which the relative growth of the atmospheric temperature seasonal wave can be observed. The limit cycle moves even nearer to the lower left boundary of the attractor basin and the length of the trajectories in the transient phase grows significantly (up to 2000 time steps), which characterizes the progressive destabilization and low adaptability of the climatic system by lower solar energy supply.

In *Fig. 5* a chaotic stage of the model climatic system is shown, arising with a solar constant value $Q = 269 \text{ Wm}^{-2}$. At that low external energy input

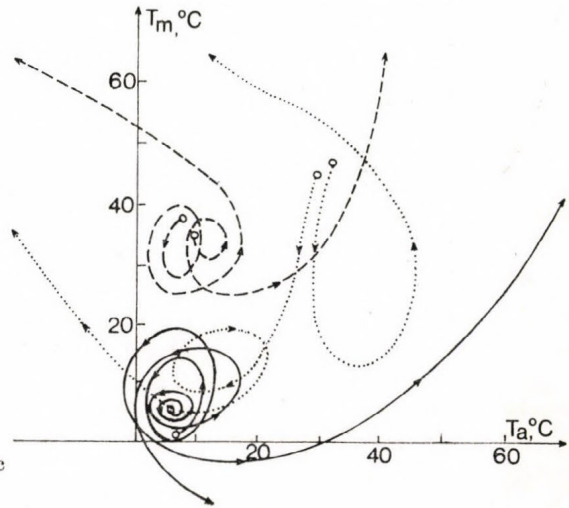


Fig. 5: Change of chaotic stage model climatic system arisen at $Q = 269 \text{ Wm}^{-2}$

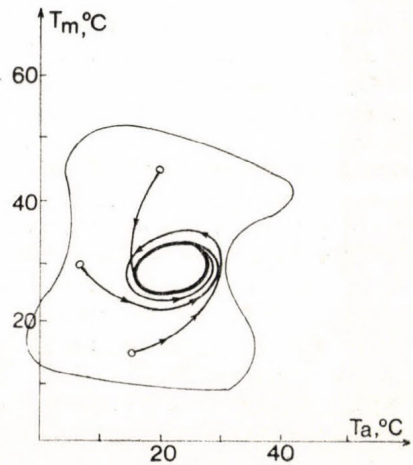


Fig. 6: The global stability diagram of an altered climate induced by varied oceanic turbulent heat exchange coefficient ($q = 340 \text{ Wm}^{-2}$, $K_T = 0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)

the climatic system could no more exhibit a stable regime around present day climatic values. The transition to chaos takes place when the limit cycle in its left- and downward motion reaches the boundary of the attractor basin. The chaotic trajectories do not show any properties of boundedness, they seem to run into infinity with growing time. The picture obtained does not suggest the existence of multiple equilibria. If the model's chaotic stage had any real physical meaning, it would be that the statistical parameterizations of some climatic feedbacks in the model stop working in the domain $Q \leq 269$.

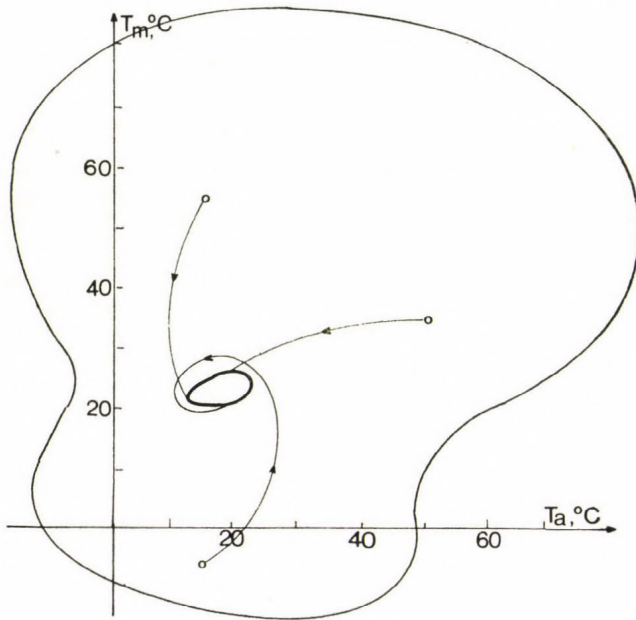


Fig. 7: Same as Fig. 6, but $K_T = 1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$

Figs. 6. and Fig. 7. represent the results of the experimental series with varying turbulent heat exchange coefficient of the ocean. There are many evidences (both from observations and from model results) that the thermal structure of the oceans is a determining factor of the global climate (Wright, 1984). In our model the vertical turbulent heat diffusion coefficient is the parameter, which governs the thermal structure of the ocean. Therefore, it was natural to chose it as an internal climatic parameter to be investigated. The strong influence of the ocean's thermal structure on climate is conspicuous on the pictures obtained: both the limit cycle and the attractor basin differ significantly from the reference state.

At a value of $K_T = 0$ (Fig. 6) which means decoupled mixed layer and deep ocean (no turbulent heat diffusion between the two layers) the attractor basin is very small, the climatic system is expressedly vulnerable. The seasonal cycle of SST is large compared to the present day stage and the yearly average values of T_a and T_m in the steady state (23.51°C , 27.62°C) are higher, than now. With an increasing value of K_T the extension of the attractor basin rapidly grows and reaches its maximum at a value $K_T = 1000 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, which is roughly the half of the present day value (Fig. 7). In this state the attractor basin

is approximately four times greater by area than in the reference state, the climatic system being most stable and least vulnerable. With even greater values of K_T the attractor basin begins to contract again related to a slow destabilization of the system considered. The transition to chaos takes place at a value $K_T = 4460 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, which is two and a half time greater, than the reference value. The phenomenon itself is somewhat different as in the case of decreasing solar constant. Now the limit cycle remains almost unchanged and the contracting attractor basin reaches its external points: "slides down" from it. The physical meaning behind such a behaviour can be that in a climatic system characterized by the above mentioned large heat conductivity of the ocean, the deep ocean could no more play the role of the moderator with great heat capacity, and at this point the model parameterizations fail to work.

Summarizing the experience of the stability investigations described above the following can be stated:

– The investigated seasonal energy balance model of the climatic system behaves itself like a non-linear oscillator on the (T_a, T_m) phase plane. Its limit set is a limit cycle. (In the whole four-dimensional phase space the limit set is most probably a p -torus, with $p \leq 4$.) The limit set found is by all evidence the single one, therefore the stability properties determined in its proximity are of global nature. This conclusion is based on the localized validity of the statistical model parameterizations around the present climate state.

– The given simplification of the climatic system does not exhibit bifurcation properties or multiple equilibria in its stable regimes, the structure of its attractor is not chaotic either. The unstable stages, referred as chaotic, do not seem to contain strange attractor or similar unbounded structures. Both the stable and the unstable regimes of the model climate could rather be called quasi-periodic oscillations than chaotic behavior in the exact meaning. The model climate probably cannot produce really chaotic phenomena, so it is more predictable, than the real climate (if, naturally, the latter can.) Anyhow, the verification of these hypotheses needs more experiments with a higher density initial condition set.

– Really interesting and valuable from the physical point of view were the sensitivity properties of the model climate system, which we explored by the numerical experiments and described above in details. Now we restrict ourselves to list only the main conclusions:

a) The "forcing type sensitivity" of the climate system (its answer to a changed forcing) manifests itself in a changed climate with changed stability properties, but the global vulnerability of climate (characterized by the attractor basin) does not change. At the same time the most important feature of the "response type sensitivity" (the answer of the climatic system to a changed internal parameter) is the radical change of the global vulnerability.

b) The present climate does not represent the most stable stage among the stable climate states characterized by varying solar constant and turbulent heat diffusion of the ocean. A solar constant, which is 12% higher than the present value could make the climate system more stable by one order. At the same time a turbulent heat exchange coefficient between surface layer and deep

ocean which is 50% of the reference value could result in a 3 times less vulnerable climate. These facts indicate, that the warmer climates of the geological past were probably less sensitive to changes of internal and external conditions, while in the cool climates of the ice ages jump-like changes could arise. The present climate can be characterized as a transient stage between the two extremes showing very strong coupling between the atmosphere and the ocean.

REFERENCES

- Budyko, M. I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of Earth. *Tellus* 21, 611–619.
- Chylek, P. and Coakley, K. A., 1975: Analytical analysis of a Budyko-type climate model. *J. Atmos. Sci.* 32, 675–679.
- Frederiksen, J. S., 1976: Nonlinear albedo-temperature coupling in climate models. *J. Atmos. Sci.* 33, 2267–2272.
- Ghil, M., 1976: Climate stability for a Sellers-type model. *J. Atmos. Sci.* 33, 3–20.
- Held, I. M. and Suarez, M. J., 1974: Simple albedo feedback model of the icecaps. *Tellus* 26, 613–628.
- Lin, C. A. and Koshyk, J. N., 1987: A nonlinear stochastic low-order energy balance climate model. *Clim. Dyn.* 2, 101–116.
- Moritz, R. E., 1979: Nonlinear analysis of a simple sea ice – ocean temperature oscillator model. *J. Atmos. Sci.* 20, 130–141.
- North, G. R., 1975: Theory of energy-balance climate models. *J. Atmos. Sci.* 32, 2033–2043.
- North, G. R. and Coakley, J. A., 1979: Differences between seasonal and mean annual energy balance model calculations of climate and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.* 36, 1189–1204.
- North, G. R., Cahalan, R. F. and Coakley, J. A., 1981: Energy balance climate model. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 91–121.
- Pálvölgyi, T., 1988: Az óceán és a tengeri jég szerepe az éghajlat antropogén eredetű módosulásában. *Időjárás* 92, 163–177.
- Saltzman, B., 1978: A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. *Adv. in Geophys.* 20, 183–304.
- Saltzman, B., Sutera, A. and Evenson, A., 1981: Structural stochastic stability of a simple auto-oscillatory climatic feedback system. *J. Atmos. Sci.* 38, 494–503.
- Saltzman, B., 1982: Stochastically-driven climatic fluctuations in the sea-ice, ocean temperature, CO₂ feedback system. *Tellus* 34, 97–112.
- Schneider, S. H. and Gal-Chen, T., 1973: Numerical experiments in climate stability. *J. Geoph. Res.* 78, 6182–6194.
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Met.* 8, 392–400.
- Su, C. H. and Hsieh, D. Y., 1976: Stability of the Budyko climate model. *J. Atmos. Sci.* 33, 2273–2275.
- Sutera, A., 1981: On stochastic perturbation and long-term climate behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 107, 137–151.
- Wright, P. B., 1984: Relationship between indices of Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 112, 1913–1919.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 6. szám, 1989. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov–Dec 1989, Budapest

A new measure for characterizing observing networks

D. DÉVÉNYI and G. RADNÓTI

Central Institute for Weather Forecasting
H-1675 Budapest, P.O.Box 32

Meteorological measuring networks are of great importance in predictability examinations. The spatial and temporal resolutions give upper and lower limits of the scales which are resolvable by any models. In this paper a relatively new fractal measure is introduced for the Hungarian precipitation observing network and the European synoptic network. This measure is the correlation dimension (scaling dimension) of a given network embedded in a two-dimensional set (earth surface).

*

Új mérték a megfigyelési hálózatok jellemzéséhez. A meteorológiai mérőhálózatok kérdése az előrejelezhetőségi vizsgálatok egyik fontos problémája. A térbeli és időbeli felbontás ugyanis felső és alsó korlátot szab a modellek által felbontható skálák nagyságára. E tanulmányunkban egy viszonylag új fraktál mértéket vezetünk be a magyar csapadék megfigyelő hálózatra és az európai szinoptikus hálózatra. Ez a mérték az adott, kétdimenziós felületen (földfelszín) beágyazott hálózatra vonatkozó korrelációs (skála-) dimenzió.

Introduction. In planning meteorological observing networks, the most important requirement is usually to satisfy the criteria of a correct estimation of the meteorological parameters over any point of a given region (*Gandin et al.*, 1967). In order to formulate this requirement in an exact mathematical way, one can expect that interpolation into any point of the region has an error which is smaller than a given threshold value. The interpolation scheme used in most cases is the optimum interpolation, because the theoretical error of this method is a one-to-one function of the statistical structure-data, i.e. for some interpolation the spatial distribution of the network determines the rms-error of the interpolation (*Gandin and Kagan*, 1976). At the same time, statistical structure-data make it possible to consider the variability of the meteorological fields and hence to determine the optimum station-density for any region. Generalizing the method of optimum interpolation, one can determine the station-densities which are necessary for the optimum interpolation of the (usually linear) functionals of meteorological fields (e. g. an averaged precipitation field; see *Kagan*, 1979). Weather observing systems can be designed on the basis of dynamical model experiments as well. Numerous such experiments were realized during the Global Atmospheric Research Programme (GARP) (see e.g. *Bengtsson*, 1975). It is an important task to select the stations of the network which are necessary for monitoring the weather and climate. The derivation of space-time empirical orthogonal functions and the selection of the most informative stations by the methods of optimal design of experiments were

effectively used for this purpose in the case of surface temperature in the Northern Hemisphere (*Pokrovsky and Karol, 1988*).

In order to give new criteria of designing measuring networks we introduce the notion of fractal sets. Fractal sets often occur in some fields of geophysics and meteorology. The temporal evolution of a given physical system modeled by differential equations can tend toward sets in the phase space having a fractal dimension, and some geometrical objects embedded in the two- or three-dimensional space can also have fractal properties (e.g., cloud-covered areas, rain-fields; see *Lovejoy and Mandelbrot, 1985*; *Schertzer and Lovejoy, 1987*). Observing networks may also be characterized by such measures and this characterization provides additional information to examinations of the resolvable spatial scale (*Lovejoy et al., 1986*).

In the following parts of this paper, we introduce the fractal measure used in our calculations, summarize our results obtained for the Hungarian precipitation observing network and the European synoptic network, compare the results with those of the authors mentioned above, and after the conclusions we give a short summary of the mathematical bases related to fractal measures.

1. The correlation dimension

The dimensionality of a set of points in an m -dimensional space can be defined in many ways, but it is usually related to the variation of the number of points within a region as the region is increasing. Definitions of some measures and dimensions are collected in the Appendix, but in this section we introduce the easily calculable form of the so-called correlation (casling-) dimension (*Grassberger and Procaccia, 1983*).

The correlation integral function is defined by

$$C(l) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{l}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \Theta(l - \|x_i - x_j\|) \quad (1)$$

where $C(l)$ is the correlation integral, N is the number of points, Θ is the Heaviside-function, and x_i, x_j are points of the set. So the value of the correlation integral function at a point is the probability that the distance of two random-chosen points of the set is less than l .

The correlation dimension of the set can be derived from the correlation integral function, if for small values of l , and for a certain D

$$C(l) \sim l^D. \quad (2)$$

In this case D is called the correlation dimension of the set.

2. Application to the Hungarian precipitation observing network and to the European synoptic network

The observations of the Hungarian precipitation network are primarily used for determining areal precipitation amounts and averages. Some publications deal with the optimum density of the network in this sense (*Czelnai et al., 1963*; *Czelnai, 1971*).

As we have mentioned above, observing networks can also be characterized by a fractal measure. These networks are distributed on the earth's surface, so the set is embedded in a two-dimensional surface, but a set like this is not

Fig. 1. Hungarian precipitation measuring network

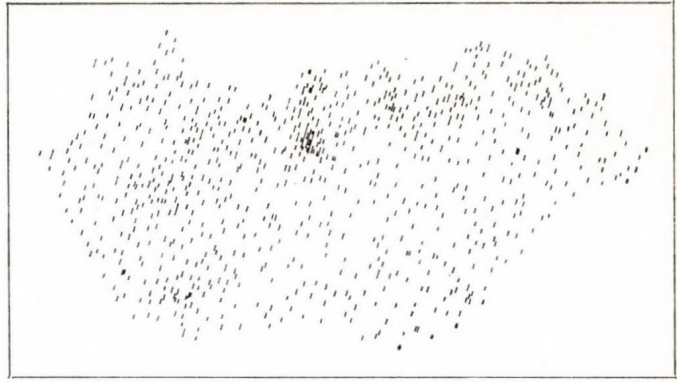


Fig. 2. Correlation integral curves in double logarithmic scale for the Hungarian precipitation measuring network

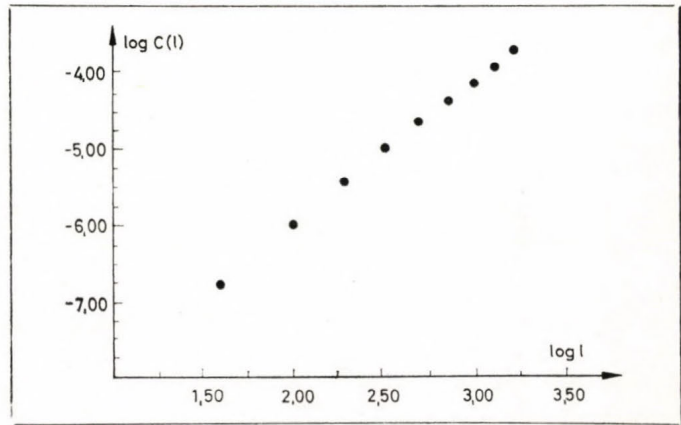


Fig. 3. European synoptic network



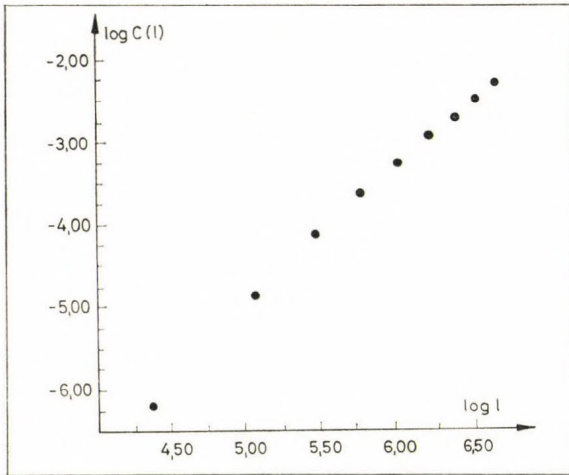


Fig. 4. Correlation integral curves in double logarithmic scale for the European synoptic network

necessarily two-dimensional: in general cases its dimension is less than the embedding dimension ($D < 2$) as it is in the case of a network inhomogeneously distributed in space.

The spatial distribution of the Hungarian precipitation network can be seen in Fig. 1, and Fig. 2 shows the correlation integral curve of this network. The correlation dimension of the set can be interpreted as the average slope of this curve if it is plotted in bilogarithmic scaling. In our case this average slope was calculated in a linear regression-manner.

The same map and curve for the European synoptic network are represented in Figs. 3 and 4. Here we have to remark that both maps are printed after a transformation from spherical coordinates into cartesian coordinates, and the points drawing the contours are just the measuring points in this coordinate system. The correlation dimensions obtained from our calculations and those gained by Lovejoy et al. (1986) are summarized in Table 1. The number of stations taken into consideration is greater than that of the basic network in both cases, but this choice made it possible to consider a better resolution just as in the referenced papers.

TABLE 1

Measuring networks and corresponding correlation dimensions

Authors	Network	Number of stations	Dimension
Lovejoy et al.	world meteor. network	9563	1.75
Lovejoy et al.	French clim. network	3593	1.80
Lovejoy et al.	Canadian met. network	414	1.50
Present authors	Hungarian precip network	871	1.81
Present authors	European synoptic network	2552	1.86

The manner of calculations for the world meteorological network is not the same as in the other cases because the scale-length on a sphere differs from the great circle distance (*Lovejoy et al.*, 1986). This fact can be understood by considering a spherical cap on which points are uniformly distributed. For a set like, this, the correlation dimension is expected to satisfy $D = 2$. Then from

$$\frac{\pi}{2}L^2(\Theta) = 2\pi r^2 \left(1 - \cos \frac{\Theta}{2}\right) \quad (3)$$

where r is the radius of the sphere, Θ is the sphere-centre angle, and $L(\Theta)$ defines the scale-length. From equation (3) we can see that the scale length is defined by the diameter of a circle having the same area as the surface of the spherical cap. *Table 2* contains some characteristic values of distances on the earth's surface and the corresponding scale-length values.

TABLE 2
Spherical distances and the corresponding scale-distances

Spherical distances (km)	10	100	1 000	10 000	20 000
Scale distances (km)	10	100	999,7	9 745	18 009

3. Interpretation and conclusions

The correlation integral curves span a range of characteristic lengths in both cases, as it can be seen in *Fig. 2* and *4*. This length-ranges are those characterized by a scaling property.

The size of these regions must be limited because the number of points is finite. However, we can observe that these length-ranges, characterized by a scaling property and identified as the scales resolvable by the network, are large enough both for the Hungarian precipitation observing network and for the European synoptic network.

Describing atmospheric phenomena, similarly to their characteristic size we introduce their dimension. At the same time measuring networks having a minimum resolvable size-scale may be characterized by a dimension as well. We can suppose that a measuring network can detect a phenomenon only if the intersection of these two sets is not zero-dimensional. Considering a simple geometrical example (two subspaces of the same three-dimensional space) we see that the two sets embedded in the same space have a non-zero-dimensional intersection only if the sum of their dimensions is greater than the embedding dimension. Supposedly this theorem holds for most fractals as well, i.e. we can set new detectability criteria. Consequently, we suppose that a measuring network of a given dimension can detect a phenomenon only if

$$D_{\text{phenomenon}} + D_{\text{network}} > D_{\text{embedding}} \quad (4)$$

This means that a measuring network is not able to detect phenomena having a dimension less than $2 - D$ even if the network is infinite. However it should be mentioned that any interpolation to a uniform grid-mesh ($D_{\text{grid-mesh}} = 2$) can not solve this problem because an interpolation can never produce additional information.

Appendix

The mathematical notion of non-integer (fractal) dimensional sets has been known for a long time (e.g. Cantor set, Koch curve). However, sets of this type have gained an important role only in recent years, when fractal sets were recognized to be typical for strange attractors in dynamical systems.

In this Appendix, we summarize the dimension-notions closely related to our paper. For a more detailed description, see e.g. *Grassberger and Procaccia*, 1983; *Falconer*, 1985).

First we introduce the so called Hausdorff measure. Let $E \subset R^n$, if $E \subset \cup_i u_i$ and $0 \leq |u_i| \leq \varepsilon$ then $\{U_i\}$ is an ε -covering of E (here $|u_i|$ is the diameter of the $u_i \subset R^n$ set). Let $d \geq 0$, $d \in R$, $\varepsilon > 0$ be given. We consider

$$H_\varepsilon^d(E) = \inf \sum_{i=1}^{\infty} |u_i|^d \quad (A.1)$$

which is an outer measure in R^n (remark that in (A.1) the infimum refers to each countable covering of E). The d -dimensional Hausdorff measure can be obtained from (A.1) by taking the $\varepsilon \rightarrow 0$ limit:

$$H^d(E) = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} H_\varepsilon^d(E). \quad (A.2)$$

The d -dimensional Hausdorff measure obtained by restricting H^d to the sigma-field of H^d -measurable sets. For an arbitrary $E \subset R^n$ it is easy to see that $H^d(E)$ is non-increasing, while d is increasing from 0 to ∞ , and if $d_1 < d_2$ then

$$H_\varepsilon^{d_1} > \varepsilon^{d_1-d_2} H_\varepsilon^{d_2}(E) \quad (A.3)$$

from which we see that $H(E) = \infty$. Consequently, there exists one and only one number, the so called Hausdorff dimension (d_H), for which

$$\begin{aligned} H^d(E) &= \infty, \text{ if } 0 \leq d \leq d_H(E), \\ H^d(E) &= 0, \text{ if } d_H(E) < d < \infty. \end{aligned} \quad (A.4)$$

Now let $E \subset R^n$ be a point-set and we consider its $\{U_i\}$ covering, where the $\{U_i\}$ covering sets are cubes with a side length ε_i ($\varepsilon_i \leq \varepsilon$, $\varepsilon > 0$ are given). Let the number of these cubes $N(\varepsilon)$. In this case we interpret the probability of a given point to fall into the i -th covering cube:

$$p_i = \int_{\varepsilon_i} f(x) dx \quad (A.5)$$

where $f(x)$ is the corresponding probability density. Then the Shannon-entropy of the system is defined by

$$H(\varepsilon) = - \inf_{\varepsilon_i} \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_i \log_2 p_i. \quad (A.6)$$

If $\varepsilon \rightarrow 0$ then $H(\varepsilon) \rightarrow \infty$ but

$$\sigma = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{H(\varepsilon)}{\log_2 1/\varepsilon} \quad (A.7)$$

can exist. This quantity is called the information (or Rényi) entropy of E . The (A.6) entropy is maximal when $p_1 = p_2 = \dots = p_N = 1/N(\varepsilon)$ and then

$$H(\varepsilon) = \log_2 N(\varepsilon). \quad (\text{A. 8})$$

Substituting this value into (A.7) we interpret

$$d = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log_2 N(\varepsilon)}{\log_2 1/\varepsilon} \quad (\text{A.9})$$

as a fractal dimension or – capacity. If the limits in (A.7) or (A.9) do not exist, we can still consider the upper and lower limit values (denoted by over- and under-baring, respectively). It is seen that $\bar{\sigma} \geq \sigma$, $\bar{d} \geq d$ and $d \geq d_H$. The direct evaluation of the Hausdorff dimension of a point-set is usually difficult. However, it does not hold for the so called correlation dimension (denoted by ν). In order to define ν let us consider the correlation integral,

$$c(\varepsilon) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \Theta(\varepsilon - |x_i - X_j|) \quad (\text{A.10})$$

where Θ is the Heaviside function and x_i, x_j are points in the given space. (A.10) presents the relative number of point-pairs within a distance. For „small” value of ε , $C(\varepsilon) \sim \varepsilon^\nu$.

In accordance, the definition of ν is

$$\nu = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\ln C(\varepsilon)}{\ln \varepsilon}. \quad (\text{A.11})$$

It can be proven that $\nu \leq \sigma \leq d_H$ and therefore by calculating the correlation dimension, we can estimate a lower limit of the information and Hausdorff dimensions.

REFERENCES

- Bengtsson, L., 1975: 4-dimensional assimilation of meteorological observations. *GARP Publications Series* No. 15, WMO – ISCU, Geneva.
- Czelnai, R., Dési, F. and Rákóczi, F., 1963: On determining the rational density of precipitation measuring networks. *Időjárás* 67, 257 – 267.
- Czelnai, R., 1971: On improving the precipitation measuring network in Lake Balaton area. *Időjárás* 75, 172 – 184.
- Falconer, K. J., 1985: *The Geometry of Fractal Sets*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gandin, L. S. and Kagan, R. L., 1976: *Statistical Methods for the Interpretation of Meteorological Data* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Gandin, L. S., Mashkovich, S. A., Alaka, M. A. and Lewis, F., 1967: Design of optimum networks for aerological observing stations. *WWW Planning Report* No. 21, WMO, Geneva.
- Grassberger, P. and Procaccia, I., 1983: Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica* 90, 189 – 208.
- Kagan, R. L., 1979: *Averaging Meteorological Fields* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Lovejoy, S. and Mandelbrot, B. B., 1985: Fractal properties of rain, and a fractal model. *Tellus* 37A, 209 – 232.
- Lovejoy, S., Schertzer, D. and Ladoy, P., 1986: Fractal characterization of inhomogeneous geophysical measuring networks. *Nature* 334, 43 – 44.
- Prokrovsky, O. M. and Karol, S. I., 1988: Optimal selection of stations for climatic monitoring of Northern Hemisphere surface temperature (in Russian). *Meteor. Gidrol.* No. 9, 60 – 71.
- Schertzer, D. and Lovejoy, S., 1987: Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. *J. Geophys. Res.* 92, 9693 – 9714.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 6. szám. 1989. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov – Dec 1989, Budapest

A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása az északi hemiszférán

KOPPÁNY GYÖRGY

József Attila Tudományegyetem, Éghajlattani Tanszék
H-6722 Szeged, Egyetem u. 2-6.

A 30 hPa-os szint napi hemiszférikus térképeinek 20 éves (1963–82) sorozatát felhasználva a szerző választ keres két kérdésre: 1. Miként zajlik le a sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása, és ez a mechanizmus hogyan járul hozzá az ózonnak az arktikus területre történő télvégi és tavaszi advekciojához? 2. Milyen kapcsolat lehetséges a bárikus gerincek, ill. polláris magasnyomások (60°N-től északra) és a télvégi, tavaszi sztratoszférikus felmelegedések között? Esettanulmányként az 1972. január–márciusi napi térképeket kvantitatíven is elemzi a szerző.

*

The spring conversion of stratospheric circulation over the Northern Hemisphere. Using daily hemispheric maps of the 30 hPa isobaric fields from the period of 1963–82, the author tries to answer two questions: 1. How does the stratospheric circulation transform in spring, and in what manner does this mechanism contribute to the transport of ozone onto Arctic area in late winter and spring? 2. What kind of relationships are likely between ridges or/and polar highs/(north of 60°N) and the stratospheric warmings in late winters and springs? As a case study, daily maps of January–March 1972 were analysed quantitatively.

Bevezetés. Az 1980-as évek egyik szenzációt keltő tudományos felismerése a tavaszi ózonsökkenés volt, amely az Antarktisz fölött, pontosabban a déli pólus közvetlen környezetében az 1970-es évek közepétől a 80-as évek közepéig drasztikus méreteket öltött: mintegy 40–50%-os csökkenést regisztráltak a NASA szakemberei (Stolarsky, 1988; *The Global Climate System*, 1987). Hasonló méretű ózonsökkenést az északi hemiszférában nem észleltek. Amennyiben a légkör ózontartalmának fogyásáért az emberi tevékenység felelős, azt várhatnánk, hogy ez a fogyás elsősorban az északi hemiszférán mutakozzék. A tények azonban ennek ellenkezőjét bizonyítják (Borbély, 1977). Ha a miértre keressük a választ, mindenekelőtt meg kell vizsgálnunk a két hemiszféra cirkulációjában mutatkozó különbségeket.

A déli hemiszféra sztratoszférikus cirkulációjáról kitűnő összeállítást találunk Knittel (1976) munkájában. Az 1968–73 évi mérésadatok feldolgozása alapján megállapítható volt, hogy többéves átlagban a déli félgömb telén az 55–60°S szélességek között 60–65 m/s volt a W-szélösszetevő sebessége a 30 hPa-os izobárszinten, míg az északi félgömb telén ugyanezen a szinten a W-szélösszetevő átlagos sebessége nem haladta meg a 25 m/s értéket, és a maximum a 60–70°N között volt található. Ebből és az ózontartalom eloszlásából arra

következtethetünk, hogy míg az északi hemiszférában télen a zonális cirkulációban jelentkező háborgások az északi pólusig hatolnak (ózonmaximum február–márciusban a póluson), addig a déli félgömb sztratoszférájában télen az 55–60°S szélességek között rendkívül erős W-áramlási gyűrű akadályozza a meridionális mozgásokat (ózonmaximum tavasszal a 45–60°S között).

Mivel a sztratoszféra cirkulációjáról napi térképek csupán az északi hemiszféráról állnak rendelkezésünkre, és célunk a rövid ideig tartó meridionális impulzusok tanulmányozása volt, ezért vizsgálatainkat az északi hemiszférára korlátoztuk.

1. A sztratoszféra cirkulációjának főbb jellemzői

A) Télen hideg, poláris ciklon, a sarki térségben -80 , -85 °C hőmérséklettel. A poláris ciklont W-áramlási gyűrű veszi körül a magas és mérséklet szélességeken, rendszerint két bárikus gerinccel a csendes-óceáni ill. az atlanti-európai szektorban. Jellemző hőmérséklet a 40–50 °N szélességeken -50 , -55 °C, az Egyenlítő fölött -60 °C.

B) Nyári meleg, poláris magasnyomás, amit E-áramlási gyűrű vesz körül. A sarki térségben -40 , az Egyenlítő környezetében -55 , -60 °C a jellemző hőmérséklet.

C) Tavasz átfordulás: januártól, vagy kivételesen februártól kezdve 3–7 egyedi bárikus magasnyomás előretörés a 60°N-on át a sarki térség felé, hátoldali felmelegedéssel (-45 , szélsősége esetben -5 , sőt 0 °C). Február vége és május eleje között véglegessé váló poláris magasnyomás megjelenése a sarki térségben (legtöbbször márciusban).

D) Őszi átfordulás: a poláris magasnyomás az őszi folyamán fokozatosan gyengül, és helyét a hideg, poláris ciklon foglalja el.

E) Kvázikétéves oszcilláció az egyenlítői sztratoszférában.

A sztratoszféra cirkulációjával összefügg az ózon teljes légoszlopbeli mennyiségének évszakos és meridionális eloszlása. Az északi hemiszférában a poláris térségben tavasszal (márciusban) éri el maximumát: 440 Dobson-egységet, ugyanitt ősszel (szeptember–október) 300 Dobson-egység alá csökken; ugyanakkor az Egyenlítő fölött 250–270 egység között marad egész éven át (*Mészáros 1977; Climate of the Free Atm.*, 1969).

Mint hogy az ózonkeletkezés fő térsége az egyenlítői sztratoszférában van, lévén itt egész éven át bőséges az UV sugárzás, az ózon szállítása innen történik a pólusok felé a téli W-áramlás idején (*Climate of the Free Atm.*, 1969). Az ózon meridionális szállítása az Egyenlítőtől a pólusok felé a 20 és 30 km közötti légtérben játszódik le.

Összehasonlításként: a déli félgömbön a vertikális légoszlop teljes ózontartalmának maximuma október–december hónapokban van, a 45–60°S szélességek között 400 Dobson-egységgel, a délsarki térségben a minimum (280–300 egység) március–június hónapokban fordul elő a 70–80°S között. Mindkét hemiszférában közös tehát, hogy az ózontartalom maximumát tavasszal, minimumát ősszel éri el. Ez megfelel annak, hogy az ózonszállítás a sztratoszférában télen intenzív az Egyenlítőtől a magasabb szélességek felé, míg nyáron és ősszel a meridionális mozgás, és így az ózonszállítás erősen korlátozott.

Lényeges különbség a két hemiszféra között, hogy míg az északi félgömb sztratoszférájában télen a meridionális légmozgások egészen a pólusig hatolnak, addig a déli félgömbön a meridionális mozgásokat az 50–60°S szélességek között

kialakuló téli W-áramlási gyűrű erősen korlátozza, feltehetőleg az erőteljes hábor-gások hiányában.

A sztratoszféra cirkulációjában bekövetkező tavaszi és őszi átfordulás közötti különbségre *Pogosjan* (1972) figyelemre méltó magyarázatot adott. Eszerint nyáron a sztratoszférikus E-áramlás és a felső troposzféra W-áramlása között a 16–20 km közötti magasságban egy átmeneti réteg alakul ki, amely izoláló szerepet játszik: elválasztja az alul levő W-áramlást a fölette levő E-áramlástól. A sztratoszféra nyári E-áramlása tehát egy gyenge légmozgással jellemezhető réteggel izolálódik a troposzférikus hatásoktól. Ezért az őszi átváltódás egyenletesen játszódik le, ingadozásoktól mentesen. Ezzel szemben télen a troposzférától a sztratoszférán át egészen a mezoszféráig W-áramlás dominál. Ugyanakkor a troposzférában a mérsékelt és magas szélességeken intenzív ciklonok és anticiklonok alakulnak ki, ezekhez az alsó sztratoszférában bárikus teknők, ill. gerincek kapcsolódnak. *Pogosjan* ebből arra következtet, hogy télen a sztratoszférikus cirkuláció kapcsolatban áll a troposzféra cirkuláció-jával, ezért a tavaszi átváltódás időpontja és mikéntje évről-évre változhat.

2. Vizsgálati módszer és célkitűzés

A sztratoszféra cirkulációjának vizsgálatához a 30 hPa-os szint napi hemiszferikus térképeit használtuk az északi félgömbről (*Meteorologische Abhandlungen*, 1963–82). A 30 hPa-os izobárszint választását indokolja: 1. eddig a magasságig aránylag elegendő mérésadat áll rendelkezésre, 2. a sztratoszféra cirkulációjának évszakos sajátosságai itt jól felismerhetők, 3. az ózonkoncentráció tavasszal jórészt a 20–26 km közötti rétegben a legnagyobb (50–20 hPa). A napi térképeket január 1-től a végleges tavaszi átfordulás kezdetéig dolgoztuk fel.

Vizsgálatunk módszertanilag két részből áll: 1. a napi hemiszferikus térképek 20 éves (1963–82) sorozatának statisztikai vizsgálatából, 2. az 1972. év napi térképeinek (jan. 1–márc. 17). részletesebb, kvantitatív elemzéséből. Ez utóbbi esettanulmány jellegű vizsgálat.

Az első részben a következő feldolgozások készültek:

1. Egy vagy több zárt izohipszával rendelkező, és legalább 3 napig megmaradó magasnyomású képződmények megjelenését a 60°N-on és ettől északra gyűjtőtérképeken ábrázoltuk az 1963–82 közötti évekre, mégpedig januártól a végleges tavaszi átfordulás kezdetéig. E képződményeket poláris magasnyomásoknak (PM) neveztük. Ugyancsak gyűjtőtérképeken ábrázoltuk a PM-eket kísérő meleg-gócokat, amennyiben ezek hőmérséklete -40°C -ig vagy e fölé emelkedett. -45°C körüli hőmérséklet ui. csaknem mindig előfordul a bárikus gerincek hátoldalán.

2. Kapcsolatot kerestünk a végleges tavaszi átfordulást elindító PM megjelenésének dátuma és a megelőző PM-eknek az atlanti-európai szektorban való tartózkodási ideje között.

3. Megállapítottuk a PM-ekkel egyidejűleg fellépő melegedések csúcserkéit, ezek pozícióit a vizsgált 20 év mindegyikére, és ezeket is gyűjtő-térképen ábrázoltuk.

A második részben az 1972. év napi térképeit felhasználva a következő kvantitatív feldolgozásokat végeztük:

1. A 60°N szélességen 30° hosszúsági körönként meghatároztuk az izohipsza különbségeket, ezek alapján ugyanilyen felbontásban meghatároztuk a geosztro-

fikus szél meridionális komponenseit. Megállapítottuk az átlagos S-komponens időbeli változását 1972. január 1. és március 17. között (végleges PM).

2. Megvizsgáltuk a maximális S- és N-szélkomponensek gyakoriságát a földrajzi hosszúságok szerint.

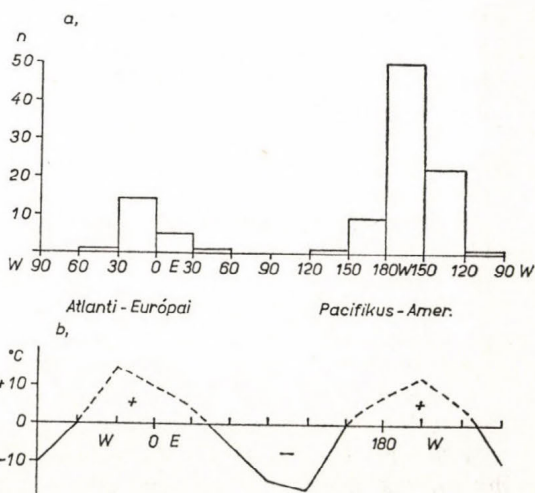
3. Meghatároztuk a napi maximális S-, ill. N-komponensek havi átlagait január, február hónapokra és március 1–17. közt, mégpedig a pacifikus és az atlanti-európai térségben, valamint ugyanilyen tér- és időfelbontásban az előfordult szélsőséges S-, ill. N-komponensek értékeit.

4. A 30 hosszúsági fokként leolvasott izohipsza értékek alapján a 60°N-on fellépő gerincek és teknők gyakoriságát is megállapítottuk 1972 jelzett időszakában.

Mindkét vizsgálati módszerrel két kérdés megoldására törekedtünk: 1. Miként zajlik le a sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása, és ez a mechanizmus hogyan járul hozzá az ózonnak az arktikus területekre történő télvégi és tavaszi advekcijához? 2. Milyen kapcsolat lehetséges a bárikus gerincek, valamint a poláris magasnyomások (meridionális impulzusok) és a télvégi, tavaszi sztratoszferikus felmelegedések között? Ez utóbbi kérdés elemzéséhez esetenként felhasználtuk a 10 hPa-os szint hemiszférikus térképeit is.

3. Eredmények

Az 1963–82 évek január–április (május) hónapjaiban a 30 hPa-os AT napi térképein összesen 99 poláris magasnyomást (PM) találtunk, amely egy vagy több zárt izohipszával átlépte a 60°N szélességet, behatolva az artikus térségbe. A 99 PM-ből csupán kettő fordult elő májusban. A PM-ek megjelenésének helyét a kezdő napon 30 fokos földrajzi hosszúság szerinti felbontásban ábrázoltuk. Az eredményt az 1. ábra szemlélteti. Két jelentős gyakorisági maximumot találunk: 1. a pacifikus térségben Észak-Amerika nyugati partvidékéig, itt kiugró a 180–150°W hosszúsági szektor, ahol az összes PM-nek valamivel több, mint 50%-a található; 2. az atlanti-európai térségben zömmel a 30°W–30°E hosszúságok közötti szektorban. Az ábra alsó részén a januári talajközeli léghőmérsékletnek az 50°N szélességi átlagától vett eltéréseit láthatjuk hasonló



1. ábra. A poláris magasnyomások (PM) megjelenési gyakorisága a 30 hPa-os szinten a 60°N-tól északra jan.–ápr. hónapokban (a). A januári talajközeli léghőmérséklet eltérései a zonális átlagtól az 50°N szélességen (b). — Fig. 1: The frequencies of polar highs at 30 hPa level north of 60°N in Jan.—Apr. (a). The deviations of January surface air temperature from its zonal average at 50°N (b)

hosszúsági felbontásban. Igen jó egyezés van a pozitív hőmérsékleti anomáliák elrendeződése és a PM-ek megjelenése között. Ismeretes, hogy a földfelszín hosszúhullámú kisugárzását (maximuma 9–11 000 nm között) a légkör néhány gázösszetevője jelentősen mérsékli. A hosszúhullámú tartományban kisebb-nagyobb elnyelési sávokkal rendelkezik az O₂, CO, CH₄, N₂O, O₃, CO₂

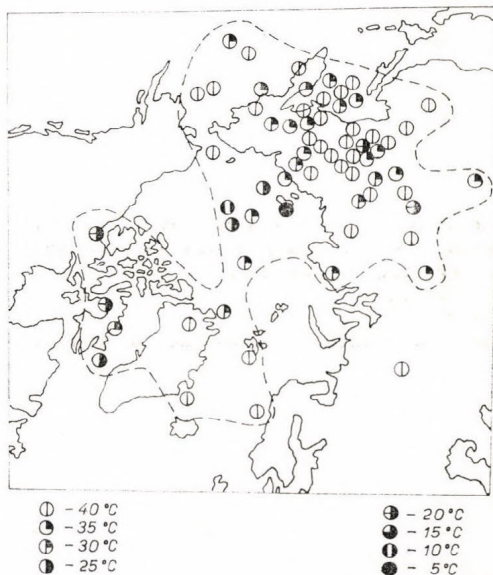
1. TÁBLÁZAT

Poláris magasnyomások megjelenési dátumai és a végleges tavaszi PM kezdete

Év	Pacifikus	Atlanti–Európai (tartam : nap)	Végleges PM	PM-ek száma
1963	I. 21–II. 7; II. 8–26; IV. 1–7; IV. 12–22.	I. 17–II. 6; IV. 12–V. 2. (32)	V. 6. AE	7
1964	I. 10–19; II. 8–13; II. 22–26.	–	III. 3. P	4
1965	I. 4–13; I. 26–II. 7; II. 10–15; II. 20–III. 1. III. 6–14.	–	III. 18. P	6
1966	I. 15–21; I. 26–III. 3.	–	IV. 6. P	3
1967	I. 8–27; II. 1–11. III. 2–18.	–	IV. 7. P	4
1968	I. 3–19; I. 27–30; II. 29–III. 4.	I. 1–12; I. 20–25. (18)	IV. 15. P	6
1969	I. 11–15; I. 26–30; II. 3–9; II. 12–17.	–	II. 28. P	5
1970	I. 1–23; I. 26–30; II. 7–16; III. 9–21.	–	III. 29. P	5
1971	I. 5–31; III. 3–9.	–	III. 12. P	3
1972	I. 6–10; II. 2–15; II. 20–III. 3.	II. 9–12; II. 24–26; III. 11–13. (9)	III. 16. P	7
1973	I. 3–12; 24–27; 28–II. 15; 24–III. 3.	II. 2–8. (7)	III. 22. P	6
1974	I. 1–13; 24–31; II. 11–17.	–	II. 22. P	4
1975	I. 27–31; II. 5–15.	–	II. 28. P	3
1976	II. 15; 26–III. 4.	–	III. 7. P	3
1977	I. 6–II. 6; 24–III. 4.	–	III. 15. P	3
1978	I. 17–28; II. 1–3; 13–20.	II. 4–9. (6)	III. 24. P	5
1979	I. 22–II. 9; 15–III. 15.	II. 23–27; III. 17–19. (8)	III. 26. P	5
1980	II. 13–19; 26–III. 7.	–	III. 14. P	3
1981	I. 24–II. 5; 6–11; IV. 16–28.	II. 12–18; III. 1–14. (21)	V. 10. P	6
1982	I. 3–5; 7–13; 25–II. 11. II. 26–III. 3.	II. 14–16; III. 13–15. (6)	III. 26. P	7

és H₂O (Bencze et al., 1982). Így a talajközeli hőmérséklet és a sztratoszférikus magasanomások termikus kapcsolata (a troposzféra közvetítésével) is magyarázható.

Másrészt a középtroposzférában január–március hónapokban, azaz az 50°N-től északra megjelenő blockingok gyakorisági maximumai a 180–120°W



2. ábra. A PM-eket kísérő meleg-gócok maximális hőmérsékleteinek pozíciói a 30 hPa-os szinten (1963–82). — Fig. 2: Positions of maximum temperature of warm centers accompanying the polar highs at 30 hPa level (1963–82)

és 30°W–20°E között található (Bauer, 1958). A troposzféra és sztratoszféra bárikus gerinceinek földrajzi eloszlása tehát feltűnő egyezést mutat. Bár a két vizsgálat különböző idősorokra történt (1949–57 ill. 1963–82), nincs okunk feltételezni, hogy ez a körülmény az eredményeket alapvetően befolyásolná.

A PM-ek évenkénti megjelenési időpontjait a pacifikus, ill. atlanti-európai szektorban, valamint a végleges tavaszi átfordulást bevezető PM-ek megjelenésének időpontját és helyét az 1. táblázat foglalja össze. A vizsgált 20 évből 12-ben nem fordult elő PM az atlanti-európai szektorban, csak a pacifikus térségben. Az évenkénti PM-ek száma, beleértve a végleges PM-et is, 3 és 7 között változik. A pacifikus szektorban a nem-végleges PM-ek a vizsgált 20 évben januárban 28-szor, februárban 24-szer, márciusban 4-szer, áprilisban 3-szor jelentek meg. Az atlanti-európai szektorban a nem-végleges PM-ek gyakorisága januárban 3, februárban 6, márciusban 4, áprilisban 1. A végleges PM-ek kezdete a 20 év során februárra esett 3-szor, márciusra 12-szer, áprilisa 3-szor, májusra 2-szer. Az 1963. év kivételével valamennyi végleges tavaszi PM a pacifikus térségben jelent meg.

A PM-ek megjelenését követő napokban a tőlük nyugatra lévő, és többnyire –45 °C hőmérsékletű meleg-góc néhány napon belül –40 °C-ra vagy ennél magasabb hőmérsékletre melegszik. Eközben többé-kevésbé rendszertelen mozgást végez a sarki térségen belül. Ezen meleg-gócok maximális hőmérsékletének pozícióit a 2. ábrán mutatjuk be. Feltűnően sok meleg-góc található Északkelet-Ázsia környezetében Kamcsatkától északra és északnyugatra egészen az arktikus medencéig. Egy második halmozódás található Labradortól Észak-Grönlandon át Skandinávia partvidékéig.

Az egyes években a 30 hPa-os szinten mért maximális hőmérsékleteket dátummal együtt az alábbiakban közöljük:

1963. – 20°C, I. 25–29.	1973. – 20°C, I. 29.
1964. – 30°C, I. 14–15.	1974. – 30°C, I. 1.
1965. – 35°C, I. 10–12.	1975. – 35°C, III. 1. végleges)
1966. – 30°C, II. 3–4.	1976. – 35°C, II. 27–28.
1967. – 30°C, I. 31–II. 1.	1977. – 35°C, III. 3–4.
1968. – 35°C, I. 7.	1978. – 30°C, II. 1.
1969. – 40°C, I. 24–II. 2.	1979. – 30°C, I. 25–26; II. 25–27.
1970. – 30°C, I. 3–4.	1980. – 20°C, II. 27.
1971. – 35°C, I. 10–11.	1981. – 5°C, II. 5.
1972. – 20°C, II. 29.	1982. – 35°C, I. 4–7; II.26–27;

A felsorolt esetekben a PM megjelenését követő 3. napig a meleg-gócoknak mintegy 50%-a elérte a csúcshőmérsékletet, és csupán 15%-a a 7. nap után.

Megfigyelhető volt, hogy a végleges PM-ek megjelenése általában késett azon években, amikor az atlanti-európai szektorban is volt előzőleg PM. A jelenséget az alábbi egyszerű kontingencia táblázat szemlélteti:

Végleges tavaszi PM kezdete

március 21. előtt		március 21. után
Atlanti PM volt	1	7
Atlanti PM nem volt	9	3
Összes eset	10	10

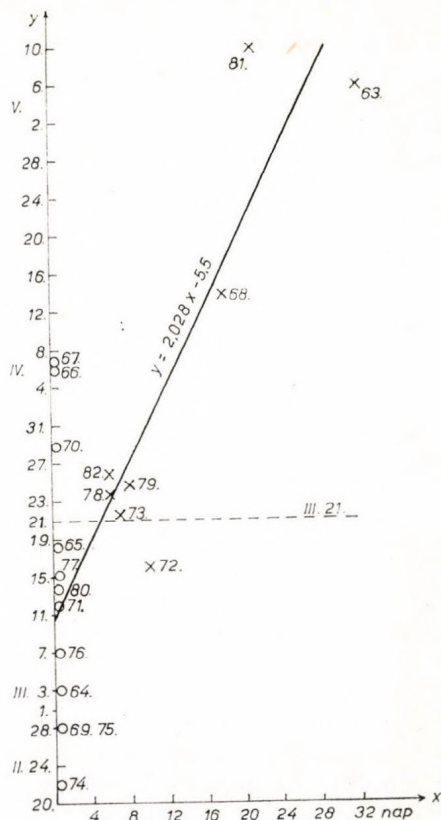
Az atlanti-európai PM-ek jelenlétének összetartama és a végleges PM megjelenése között statisztikailag is leírható lineáris kapcsolat van (3. ábra). A lineáris regresszió 8 esetből a következőképpen alakul:

$$y = 2,028 x - 5,5,$$

ahol y a végleges tavaszi PM kezdő dátuma, ha márc. 16 = 1, márc. 17 = 2, márc. 18 = 3 stb, x az atlanti-európai szektorban tartózkodó PM-ek összes tartama napokban kifejezve. A korreláció a két paraméter között 0,91.

Az összefüggést legegyszerűbben úgy értelmezhetjük, hogy az atlanti-európai szektorban megjelenő PM deformálja a sztratoszféra cirkulációját. Nevezetesen: az atlanti-európai szektorban levő PM-mel egyidőben a poláris hideg ciklon rendszerint a pacifikus térségbe helyeződik, és késlelteti a végleges PM kialakulását, amely legtöbbször ebben a térségben megy végbe.

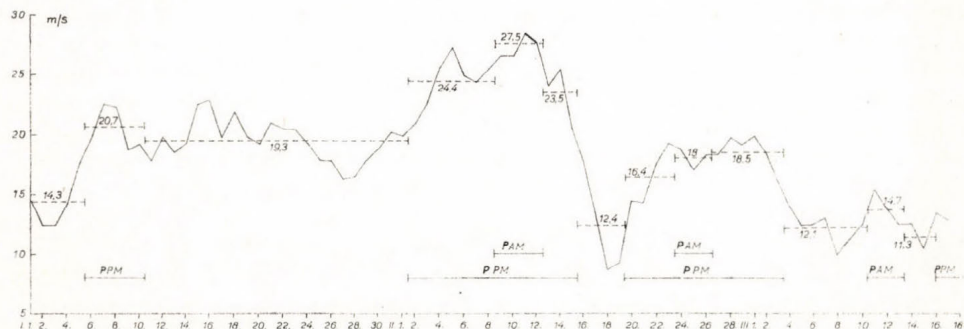
Kvantitatív elemzés céljára az 1972-es évet választottuk. Ez egyike azon éveknek, amikor a pacifikus és atlanti-európai térségben is kialakult PM. Indokoltnak látszana a leglényegesebb cirkulációs formák bemutatása néhány hemiszférikus térkép segítségével, azonban a térképek nagy zsúfoltsága miatt ez rajzolástechnikai szempontból csaknem kivihetetlen. A napi térképekről meghatároztuk a 60°N szélességi körön 30 hosszúsági fokonként a 30 hPa-os szint geopotenciál különbségeit. Ezek alapján először kiszámítottuk az átlagos meridionális szélkomponenst, illetve a céljainknak jobban megfelelő S-komponenst a geosztrofikus szél egyenletének felhasználásával. A feldolgozást



3. ábra. Összefüggés a PM-ek atlanti-szektorban való tartózkodási ideje (x) és a végleges tavaszi PM megjelenési dátuma (y) között. — Fig. 3: Relationship between the duration of presence of polar highs in Atlantic sector (x) and the date of appearance of the final spring polar high (y)

1972. január 1. és március 17. közötti 77 napra végeztük el, a végleges tavaszi PM kezdő napja ui. március 16. volt Eredményeinket a 4. ábra szemlélteti.

Megállapítható, hogy a S-szélösszetevő január elejétől — átmeneti ingadozásokat nem tekintve — február 5–11-ig erősödött, majd március közepéig



4. ábra. A geosztrofikus szél átlagos S-komponensének időbeli menete 1972. jan. 1. — márc. 17. között a 60°N-on és a 30 hPa-os szinten. Jelölések: PPM poláris magasnyomás a pacifikus, PAM az atlanti térségben. — Fig. 4: Temporal course of S-component of the geostrophic wind at 60°N and 30 hPa level in period of Jan. 1–March 17, 1972. Legende: PPM polar high in Pacific, PAM in Atlantic region

fokozatosan gyengült. Az ábrán megjelöltük a pacifikus PM-ek (PPM) és az atlanti-európai PM-ek (PAM) jelenlétét. Ugyancsak megjelöltük a PM nélküli és a PPM, ill. PAM-mel jelzett időszakokra a S-szélösszetevő átlagértékeit, továbbá a PPM és PAM együttes jelenlétének idejére számított átlagos szélkomponenseket. Világosan látható, hogy a poláris magasnyomás jelenlétekor az átlagos S-komponens erősebb, mint a PPM-nélküli időszakokban, természetesen figyelembe véve az általános lassú tendenciákat is. A legerősebb meridionális szél a PPM–PAM együttes fellépésekor, február 9–12. között fordult elő (27,5 m/s).

2. TÁBLÁZAT

A bárikus gerincek és teknők gyakorisága hosszúság szerint a 60°N-on és 30 hPa-os szinten hónapok szerint (1972)

	W 90	60	30	0°	E 30	60	90	120	150	E 180	W 150	120	
Január	— 15	1 16	3 —	18 —	9 —	— 6	— 15	— 10	— —	15 —	17 —	— —	Gerinc Teknő
Február	— 13	— 11	7 1	14 1	6 —	— 5	— 18	— 6	— —	19 —	8 —	2 —	Gerinc Teknő
Március	— 14	— 3	3 —	12 —	2 —	— 5	— 10	— 2	3 —	10 —	3 —	1 —	Gerinc Teknő

A feldolgozás során megvizsgáltuk a 60°N szélességi kör mentén 30 fok hosszúságonként a 30 hPa-os szint bárikus gerinceinek és teknőinek gyakoriságát (2. táblázat). A kettes hullámszám uralma jól látszik az eredményekből: a gerincek gyakorisági maximumai a 180–120°W illetve a 30°W–30°E között találhatóak, az előbbi a pacifikus, az utóbbi az atlanti-európai térségnek felel meg. Fontos megjegyezni, hogy januárban és februárban a *pacifikus gerincek tengelyében lényegesen magasabb az átlagos geopotenciál, mint az atlanti-európai gerincekében*. Januárban a pacifikus térségben 2377, az atlanti-európai térségben 2341 gpm: februárban az előbbi helyen 2391, az utóbbin 2362 gpm, márciusban mindkét térségben 2379 gpm átlagérték adódott. A bárikus teknők leg-

3. TÁBLÁZAT

A meridionális szélkomponensek maximumainak havonkénti átlaga és szélsőértéke négy szektorban (m/s), 1972 (A pozitív szám S, a negatív N irányt jelent)

	Atlanti 75°W–15°E	Eurázsiai 15°–105°E	Pacifikus 105°–165°E	Amerikai 135–75°W
Január				
Átlag	24,2	–29,0	33,0	–34,0
Szélsőérték	40,8	–42,7	48,3	–59,4
Február				
Átlag	29,9	–36,5	40,7	–38,5
Szélsőérték	52,0	–59,4	52,0	–61,2
Március (1–17)				
Átlag	41,1	–27,5	25,4	–25,4
Szélsőérték	40,8	–40,8	44,6	–48,3

gyakrabban a 90–60°W ill. 60–120°E hosszúságok között fordultak elő. Az előbb a Hudson-öböl és Labrador térségét, az utóbbi Ázsiát foglalja magában.

Itt nem részletezett adatok szerint a maximális S-komponens leggyakrabban a 60–30°W ill. 120–150°E hosszúságok között lép fel, a N-komponens maximális értékei az esetek többségében a 30–60°E, ill. a 120–90°W hosszúságok között találhatók. A naponta előfordult szélsőséges meridionális komponenseket ezért négy szektorra bontva átlagoltuk hónapok szerint: 1. Atlanti-óceán S-komponens, 2. Eurázsia N-komponens, 3. Csendes-óceán S-komponens, 4. Észak-Amerika N-komponens. Külön feljegyeztük mindenegybes szektorban az egyes hónapok során számított szélsőértékeket (3. táblázat).



5. ábra. A 30 hPa-os szint meleg-gócainak gyűjtőtérképe 1972. január–február hónapjáról. A hőmérsékleti értékek mint a 2. ábrán. — Fig. 5: Kinematic map of 30 hPa warm-centers in January–February 1972. Temperature values of centers are the same as in Fig. 2

A geosztrofikus szél meridionális összetevői meglepően nagy szélsébségről tanúskodnak. A ténylegesen mért szélsébségek a 30 hPa-os szinten gyakran elérik, sőt meghaladják a 75 m/s értéket. A vizsgált időszakban előfordult 100 m/s-os szélsébség is.

Ha jó közelítésben 25 m/s átlagos meridionális áthelyeződési sebességgel számolunk, akkor ez napi 2160 km úthossz megtételével egyenértékű, és a 30°N szélességtől az északi pólusig terjedő mintegy 6600 km út megtételéhez kb. 3 nap szükséges. A szubtrópusi és artikus térség közötti levegőcsere lebonyolítása tehát, megfelelő amplitúdójú háborgások jelenlétében, mintegy 3–4 nap alatt történhet.

Végül elkészítettük 1972. január–február hónapjaira a PM-eket kísérő meleg-gócok gyűjtőtérképét, amelyen csak a –45 °C-nál melegebb centrumokat jelöltünk meg (5. ábra). Tipikus példája a fokozatos felmelegedésnek a január 4–12. között a pacifikus térségben mozgó meleg-góc, amely 4–6. között –40 °C, 7–9. között –35 °C, 10–12. között ismét –40 °C hőmérsékletű volt. Egy erőteljesebb melegedés volt észlelhető a kanadai térségben február 20–29. között, amikor a meleg-góc –35-ről –20 °C-ra melegedett. Figyelmet érdemel még a Szibéria fölött megjelenő –30 °C hőmérsékletű meleg-góc. A sztratoszféra hőmérséklete és az adott szint ózontartalma között reális pozitív kapcsolatot mutatott ki Borbély (1975, 1976). Ezért a meleg-gócokat a megnövekedett ózontartalom indikátorainak tekinthetjük.

4. Következtetések

1. A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulását valamennyi vizsgált évben a téli zonális áramlásban megjelenő átmeneti háborgások, és ezzel együtt a meridoinális áramlás időszakos megerősödése előzi meg (meridionális impulzusok).

2. Egy-egy ilyen háborgást a poláris térségbe behatoló magasnyomás kíséri. A magasnyomások megjelenését követő napokban, vagy ezzel egyidejűleg gyakran tapasztalható jelentős felmelegedés.

3. A felmelegedés meghaladja az adott szinten a hemiszférában előforduló legmagasabb hőmérsékletet, így tisztán melegadvekciónak nem magyarázható.

4. A hiányosan rendelkezésre álló 10 hPa-os hemiszférikus térképek tanúsága szerint akár Északkelet-Szibéria, akár Észak-Kanada fölött jelentkezett a 30 hPa-on felmelegedés, azonos térségben és időben, esetleg egy-két nappal korábban a 10 hPa-os szinten (28–30 km) ugyancsak jelentős felmelegedés játszódott le ($-30, 0\text{ }^{\circ}\text{C}$!).

5. Bár a téli sztratoszférikus felmelegedések elemzése nem volt célunk, a feltárt adatok mégis lehetővé teszik a szóbajöhető okok valószínűsítését vagy kizárását. A melegadvekciónak lehetősége bizonyos esetekben kizárt (v. ö. 3. pont). Az ózonadvekciónak és ezzel az UV, ill. hosszúhullámú tartományban történő fokozott sugárzás-elnyelés lehetősége fennáll, bár ezt megkérdőjelezi az a körülmény, hogy januárban és februárban az arktikus térségben még kevés a napsugárzás, másrészt az erős felmelegedések gyakran a szibériai hidegpólus fölött történnek, ahol a hosszúhullámú földi kisugárzás a leggyengébb. Végül számításba jöhet valamilyen dinamikus folyamat, amelynek feltételei a tél végén adóttak a sztratoszférában, és amely heves leszálló légmozgással és gyors adiabatikus fölmelegedéssel jár. Ennek a megvizsgálása azonban további elemzést igényel.

IRODALOM

- Baur, F., 1958: Die jahreszeitliche und geographische Verteilung der blockierenden Hochdruckgebiete. . . . *Időjárás*, 62, 73–82.
- Bencze P., Major Gy. és Mészáros E., 1982: *Fizikai meteorológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Borbély E., 1975: Sztratoszférikus háborgások 1972 telén. *Időjárás* 79, 220–231.
- Borbély E., 1976: A légkör ózontartalmának és a sztratoszféra hőmérsékletének változásai. *Időjárás* 80, 332–336.
- Borbély E., 1977: A teljes ózontartalom trendjének változása Európában. *Időjárás* 81, 94–99.
- Climate of the Free Atmosphere*, 1969: Ed.: D. F. Rex). World Survey of Climatology, Vol. 4. Elsevier.
- Knittel, J., 1976: Ein Beitrag zur Klimatologie der Stratosphäre der Südhalbkugel. *Meteor. Abhandlungen*, Serie A, Band 2, Heft 1. Freie Universität Berlin.
- Mészáros E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Meteorologische Abhandlungen*. 1963–1982: Serie B. Grundmaterial. Freie Universität Berlin.
- Pogosjan, H. P., 1972: Általános légkörzés (oroszul). Gidrometizdat. Leningrad.
- Stolarsky, R. S., 1988: Ózonlyuk az Antarktisz felett. *Tudomány*, 4. évf. 3. sz. 10–16.
- The Global Climate System*, 1987: WMO CSM R 84/86, bevova.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 6. szám. 1989. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov – Dec 1989, Budapest

Számítástechnikailag hatékony módszer a domborzat hatását tartalmazó barotrop örvényességi egyenlet megoldására

IHÁSZ ISTVÁN

Központi Előrejelző Intézet
H-1675 Budapest, Pf. 32.

A dolgozatban az északi félgömb mérsékelt szélességein a domborzat hatására kialakuló nagytérségű áramlási viszonyokat vizsgáljuk a barotrop kvázigeosztrófikus örvényességi egyenlet megoldásával. Az 500 hPa-os felület stacionárius nyomásképződésének térbeli elhelyezkedését évszakos bontásban hasonlítjuk össze a modellszámítások eredményeivel. A prognosztikai egyenletet gyors Fourier-transzformáció és faktorizáció együttes alkalmazásával oldjuk meg. Az algoritmus a korábbi pszeudospektrális módszerhez képest egy nagyságrenddel csökkenti a számítások gépidejét. A kidolgozott módszer további előnye, hogy a számítási idő a rácsponatok számának növelésével sokkal kevésbé növekszik, mint más módszerek esetén.

*

Computationaly efficient method for solving the barotropic vorticity equation with orographic forcing. In this paper we study the midlatitude orographically forced hemispheric flow patterns by orographic forcing by solving the barotropic vorticity equation. Positions of stationary pressure patterns at the 500 hPa surface are seasonally compared with the results of the model computations. In our computation the prognostic equation is solved by combining the fast Fourier transformation with factorization. Applying this algorithm the computation time is decreased by one order of magnitude against the pseudospectral method, used earlier. A further advantage of the method developed is that when the gridpoint numbers are increased the computation time increases much less than using other methods.

Bevezetés. Lorenz (1967) kimutatta, hogy a hemiszférikus áramlási mezőben a stacionárius állóhullámokat az aszimmetrikus termikus kényszer és a domborzat áramlást módosító hatása egyaránt létrehozhatja. A légköri cirkuláció mechanizmusának tanulmányozásában ennek ellenére gyakran csak az egyik hatás szerepét vizsgálják. A komplex hatás vizsgálatára a baroklin modellek alkalmasak. Az aerológiai mérések szerint az 500 hPa-os szinten a légkör a planetáris áramlási rendszerekre nézve közel barotrop módon viselkedik. Ezért az orografikus kényszerek tanulmányozásában mind a mai napig széleskörűen használják a barotrop modelleket. E modellek általában a barotrop örvényességi, vagy a barotrop teljes egyenletrendszer (ún. shallow-water egyenletek) valamilyen alakjára épülnek.

Hort (1979) és Fischer (1980) a barotrop kvázigeosztrófikus örvényességi egyenlet spektrálisan csonkított alakját analitikus formában oldotta meg. Egger (1978) az örvényességi egyenletet két részre bontotta, így az alapáramlás

és a perturbáció időbeli változását külön-külön határozta meg. Számítási eredményeikben a domborzat által generált stacionárius állóhullámok jelentek meg. *Charney* és *DeVore* (1979), valamint *Kalnay-Rivas* és *Merkine* (1981) a barotrop pszeudopotenciális örvényességi egyenlet megoldása révén vizsgálta a stacionárius anticiklonok kialakulását. *Legras* és *Ghil* (1985) a potenciális örvényesség megmaradási egyenletén alapuló spektrális modellben tanulmányozta a domborzat hatását, a kialakuló bifurkációkat és azok energetikai viszonyait. Az északi hemiszféra domborzati viszonyait két azonos területű és nagyságú kontinensként közelítette. A modell hosszú időtartamú integrálása a zonális és blocking helyzetek váltakozását mutatta. Ezért tanulmányozni kezdték az áramlási helyzetek stabilitási viszonyait és előrejelezhetőségét.

A fenti kutatások nyomán azt a célt tűztük ki, hogy olyan – a domborzat és az évszaktól függő meridionális hőmérsékleti kontraszt hatását figyelembevevő – modellt fejlesszünk ki, amellyel tanulmányozhatjuk a planetáris skálájú stacionárius nyomásrendszerek kialakulását, fejlődését. Számításainkban a diszkrétizált barotrop kvázigeosztrofikus örvényességi egyenletet gyors Fourier-transzformáció és faktorizáció együttes alkalmazásával oldjuk meg. E kombinált módszer a korábban alkalmazott pszeudospektrális módszerekhez (*Práger et al.*, (1986) képest jelentős (átlagosan 10–12-szeres) számítógépidő-megtakarítást eredményez.

1. A modell prognosztikai egyenlete

Kiindulásként tekintünk a domborzat jelenlétében érvényes barotrop kvázigeosztrofikus örvényességi egyenletet (*Práger*, (1978):

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = J(\zeta, z) + \frac{1}{p_H} \omega_H \quad (1)$$

ahol z az 500 hPa-os szint magassága, ζ az 500 hPa-os szint abszolút örvényessége, p_H a H magasságú domborzaton a légnyomás ω_H az orografikus vertikális sebesség, g a nehézségi gyorsulás, b egy arányossági tényező: a talajszinti és az 500 hPa-os áramfüggvény hányadosa ($b \approx 0,25$), ∇^2 a Laplace-operátor, J a Jacobi-operátor. Az (1) egyenlet jobb oldalán álló első tag az örvényességi advekcziót, a második tag pedig az orografikus kényszer hatását fejezi ki a magassági tendenciára vonatkozóan. A magassági tendenciára nézve az egyenlet Poisson-típusú parciális differenciálegyenlet. A kitűzött feladatot zonális, csatorna alakú tartományban oldjuk meg, és ennek megfelelően a tartomány kelet-nyugati peremén periodikus, észak-déli peremén pedig Neumann-típusú peremfeltételt alkalmazunk.

A prognosztikai egyenletben szereplő térbeli differenciál-operátorokat másodrendű centrált differencia sémák alkalmazásával véges különbséges operátorokká írjuk át. Az így kapott algebrai egyenletrendszer az ekvidisztans rácsalávattal lefedett előrejelzési tartomány rácspontjaiban oldjuk meg.

$$\text{Az } U = \frac{\partial z}{\partial t} \text{ és az } F = J(\eta, z) + \frac{1}{p_H} \omega_H \text{ jelölés}$$

bevezetésével a megoldandó lineáris egyenletrendszer egyszerű alakot ölt:

$$\frac{1}{d^2}[U_{i+1,j} + U_{i-1,j} + U_{i,j+1} + U_{i,j-1} - 4U_{ij}] = F_{ij},$$

$$i = 2, \dots, M-1 \text{ és } j = 2, \dots, N-1, \quad (3)$$

ahol M és N a rácspontok száma a kelet-nyugati, illetve az észak-déli irányban, d a rácstávolság.

Az előrejelzési tartomány határán a tendenciákat a peremfeltételek alkalmazásával határozzuk meg:

$$\frac{1}{d^2}[U_{2,j} + U_{M,j} + U_{1,j+1} + U_{1,j-1} - 4U_{1,j}] = F_{1,j},$$

$$j = 2, \dots, N-1, \quad (4)$$

$$\frac{1}{d^2}[U_{1,j} + U_{M-1,j} + U_{M,j+1} + U_{M,j-1} - 4U_{M,j}] = F_{M,j},$$

$$j = 2, \dots, N-1, \quad (5)$$

$$\frac{1}{d^2}[U_{i+1,1} + U_{i-1,1} + 2U_{i,2} - 4U_{i,1}] = F_{i,1},$$

$$i = 1, \dots, M, \quad (6)$$

$$\frac{1}{d^2}[U_{i+1,N} + U_{i-1,N} + 2U_{i,N-1} - 4U_{i,N}] = F_{i,N},$$

$$i = 1, \dots, M. \quad (7)$$

A prognosztikai egyenletben szereplő idő szerinti deriváltat másodrendű centrált véges differenciával közelítjük, kivéve az első időlépcsőt, ahol egyoldali sémát használunk. A számítási eredmények pontosítása, a kezdeti „stresszhatás” mérséklése érdekében az első két időlépcső értékét felére csökkentjük, azaz a következő formulák alapján extrapolálunk:

$$Z_{i,j}(t\Delta/2) = Z_{i,j}(0) + \frac{\Delta t}{2} U_{i,j} \Big|_0, \quad (8)$$

$$Z_{i,j}(\Delta t) = Z_{i,j}(\Delta t/2) + \Delta t U_{i,j} \Big|_{\frac{\Delta t}{2}}, \quad (9)$$

$$Z_{i,j}(t + \Delta t) = Z_{i,j}(t - \Delta t) + 2\Delta t U_{i,j} \Big|_t. \quad (10)$$

Ha a modellben szereplő akadályt az első időlépcsőbeli számításoknál teljes magasságában vesszük figyelembe, akkor a hidrodinamikai modell számítások (Dévényi és Mersich, 1983) eredményei szerint a rács erőteljes finomítása nélkül gyakran lép fel instabilitás. Emiatt célszerű a számítási periódus során a domborzat fokozatos felnövelése („felfújása”) a tényleges méretre. Számításainkban a domborzat 24 óra alatt éri el végleges méretét.

2. A gyors Fourier-transzformációs módszer alkalmazása a barotrop örvényességi egyenlet megoldására

A diszkrétizálással adódott (3)–(7) algebrai egyenletrendszert korábban valamilyen iterációs módszerrel (pl. szukcesszív túlrelaxáció: *Bengtsson és Moen* 1971) oldották meg. Az egyenletrendszer megoldásának egy lehetséges módszere, hogy a megoldást véges Fourier-sor alakjában a véges különbséges Laplace-operátor sajátfüggvényei és sajátértékei segítségével állítják elő (ún. pszeudospektrális módszer: *Práger et al.* (1986). Az eljárás meglehetősen sok számítógépidőt igényel, viszont megbízhatóbban működik, mint az iteratív módszerek.

E módszerek hátrányainak elkerülésére fejlesztették ki a véges különbséges Poisson-egyenlet megoldására a gyors direkt módszereket. Az új, hatékony módszerek alapvetően két csoportba sorolhatók:

1. a gyors Fourier-transzformációt alkalmazó eljárások (*Hockney*, 1965),
 2. a ciklikus redukció alapuló algoritmusok (*Bunemann*, 1969; *Buzbee et al.*, 1970).
- A leghatékonyabbak a két módszert egyesítő eljárások (*Hockney*, 1969; *Lorenz*, 1976; *Swarztrauber*, 1977).

A véges különbséges Poisson-egyenlet gyors megoldására kidolgozott kombinált módszer az egyetlen sok ismeretlenes lineáris egyenletrendszert több, de kevés ismeretlent tartalmazó, tridiagonális egyenletrendszerré bontja szét, így a megoldás műveleti igénye jelentősen csökken. Az általunk használt kombinált módszerben a ciklikus redukció helyett a faktorizációt alkalmazzuk.

Az algoritmus három fő részből áll:

1. a (3)–(7) lineáris egyenletrendszer Fourier-transzformációja,
2. a Fourier-transzformációval kapott tridiagonális egyenletrendszer megoldása révén a magassági tendenciák Fourier-transzformáltjának a meghatározása,
3. a magassági tendenciák Fourier-transzformáltjából inverz transzformációval a magassági tendenciák kiszámítása.

A következőkben részletesen áttekintjük az egyes lépéseket. A gyors Fourier-transzformáció *Temperton* (1977) által kidolgozott algoritmusát a Függelékben mutatjuk be.

A kombinált módszerben először az előrejelzési tartomány minden sorára kiszámítjuk a jobboldalak Fourier-transzformáltjának összes koszinuszos és szinuszos összetevőjét (az M páros esetet mutatjuk be):

$$\hat{F}_{k,j}^{(0)} = \frac{2}{M} \sum_{i=1}^M F_{i,j} \cos k(i-1) \frac{2\pi}{M}, \quad (11)$$

$$\hat{F}_{k,j}^{(1)} = \frac{2}{M} \sum_{i=1}^M F_{i,j} \sin k(i-1) \frac{2\pi}{M}, \quad (12)$$

$$k = 0, \dots, M/2 \text{ és } j = 1, \dots, N.$$

A magassági tendenciát az inverz Fourier-transzformációval származtatjuk a magassági tendencia Fourier-transzformáltjából:

$$U_{i,j} = \sum_{k=0}^{M/2} * \left[\hat{U}_{i,j}^0 \cos k(i-1) \frac{2\pi}{M} + \hat{U}_{i,j}^{(1)} \sin k(i-1) \frac{2\pi}{M} \right],$$

$$i = 1, \dots, M \text{ és } j = 1, \dots, N. \quad (13)$$

Ezt az összefüggést a harmadik lépésben fogjuk alkalmazni. A szummánál álló „*” jel arra utal, hogy $k = 0$ esetén az egyes tagokat 0,5-del kell szorozni.

A (3)–(7) lineáris egyenletrendszerből a (13) összefüggés alapján trigonometrikus azonosságok felhasználásával származtatjuk a középső lépésben megoldandó tridiagonális egyenletrendszert:

$$2\hat{U}_{k,2}^{(c)} - \left(2 + 4 \sin^2 k \frac{\pi}{2M}\right) \hat{U}_{k,1}^{(c)} = \hat{F}_{k,1}^{(c)}, k = 0, \dots, M/2; \quad (14)$$

$$\hat{U}_{k,j+1}^{(c)} - \left(2 + 4 \sin^2 k \frac{\pi}{2M}\right) \hat{U}_{k,j}^{(c)} + \hat{U}_{k,j-1}^{(c)} = \hat{F}_{k,j}^{(c)}, \quad (15)$$

$$k = 0, \dots, M/2, j = 2, \dots, N-1;$$

$$-\left(2 + 4 \sin^2 k \frac{\pi}{2M}\right) \hat{U}_{k,N}^{(c)} + 2\hat{U}_{k,N-1}^{(c)} = \hat{F}_{k,N}^{(c)}, k = 0, \dots, M/2 \quad (16)$$

(c) = 0 vagy 1; a koszinuszos és szinuszos összetevőket jelöli. A (14), (15) és (16) összefüggések alapján látszik, hogy a Fourier-transzformált minden összetevőjére egy-egy N ismeretlenes tridiagonális egyenletrendszer adódik. A $k = 0$ érték esetén a tridiagonális egyenletrendszer mátrixa szingulárisává válik, ekkor bármely szám megoldás. A feladat fizikai tartalma miatt az $\hat{U}_{a,j}^{(c)}$, $j = 1, \dots, N$ értékeket zérusnak választjuk.

A tridiagonális egyenletrendszer megoldására a faktorizáció módszerét (Bahvalov, 1977) használjuk. A módszer lényege, hogy – az együttható mátrix speciális alakját kihasználva – az ismeretleneket egyszerű átrendezéssel, igen gyorsan határozza meg.

Végül az algoritmus harmadik lépésében a magassági tendencia Fourier-transzformáltjából a (13) összefüggés alkalmazásával kapjuk meg a tendencia értéket.

A kombinált módszer alkalmazása esetén jelentősen csökken a szükséges számítógépidő. A számításokat az OMSZ Számítóközpont BASF 7/61 nagyszámítógépén végeztük el, itt a 432 rácspontból álló tartomány esetén a 840 időlépcsőre történő integrálás 3,5 perc CPU időt igényelt.

Más peremfeltételek esetén, kisebb változásokat nem tekintve, az algoritmus fő lépései változatlanok.

3. A kísérleti számítások eredményei és következtetések

Az orografikus kényszerek hatására kialakuló stacionárius nyomási képződmények kialakulását zonális csatornamodellben vizsgáljuk. A zonális csatorna két kiválasztott szélességi kör közé eső, gyűrű alakú tartomány közelítése, amelynek tengelye nyugat-kelet irányú, a tengelyre merőleges pedig a csatorna minden pontjában észak-déli irányú. A Coriolis-paraméter észak-déli irányú változását a csatorna modellben lineárisan közelítjük (β -sík közelítés). Az előrejelzési tartomány 36×12 pontból áll, a rácstávolság $d = 600$ km, az időlépcső $\Delta t = 1$ h.

A hemiszférikus stacionárius nyomásrendszerek kialakulását a négy évszak esetében külön-külön vizsgáltuk. Az 1966–80 közötti időszak adatsorából

számított évszakos zonális átlag, valamint az ettől számított abszolút eltérés (kezdeti hiba) és szórás értékeit az 1. táblázat tartalmazza a vizsgált földrajzi

1. TÁBLÁZAT

1966–80 közötti időszakban az 500 hPa AT évszakos hemiszférikus zonális átlagai, valamint meridionális átlaga és a zonális átlagtól vett abszolút eltérés és szórás (dekaméterben)

Szélességi kör φ	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
70°N	527	552	529	515
65°	531	555	533	519
60°	535	558	539	524
55°	541	562	546	529
50°	547	568	554	536
45°	554	574	563	544
40°	562	580	572	553
35°	570	585	578	562
30°	577	587	583	572
25°	582	588	585	578
20°	585	588	587	583
15°	587	587	588	585
Meridionális átlag	558	574	563	549
Abszolút eltérés (kezdeti hiba)	3,4	2,2	3,2	5,1
Szórás	4,4	2,8	4,3	6,6

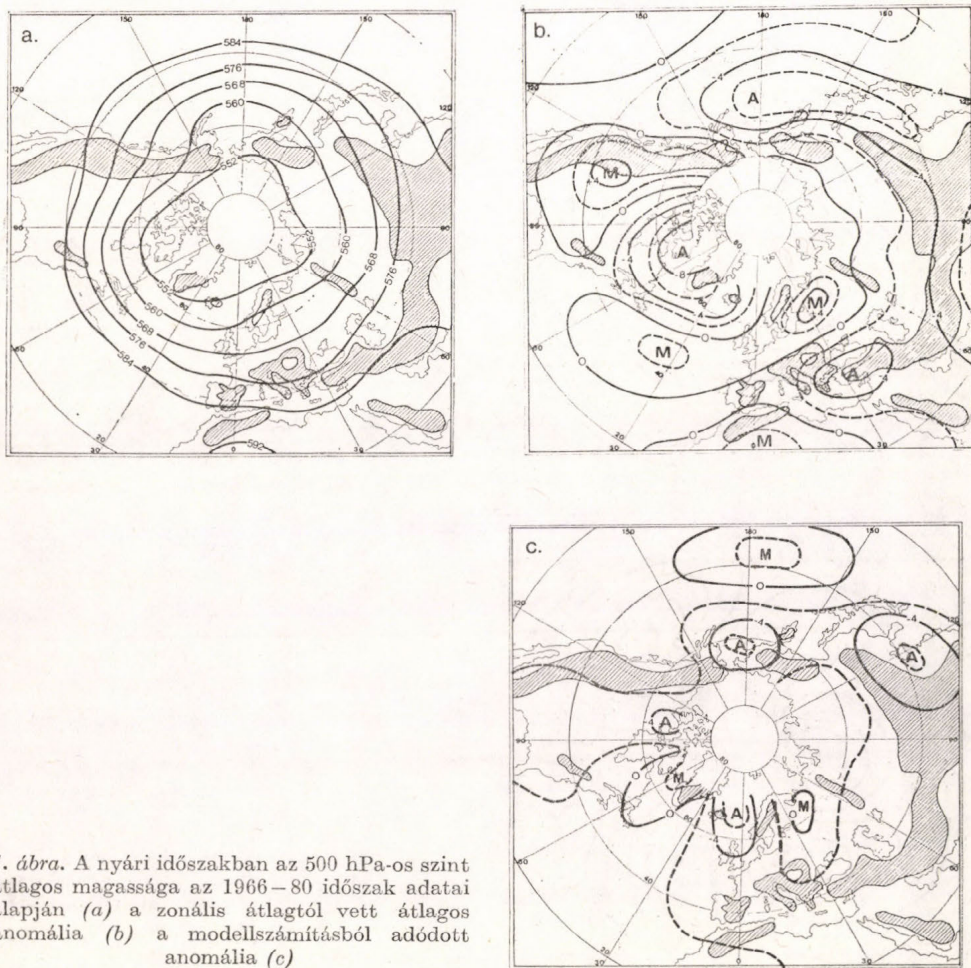
tartományban. A 2. táblázatban az izohipszák átlagos és övezetes meridionális gradiensét tüntettük fel. A két táblázat adataiból kitűnik, hogy télen közel kétszer olyan erős a meridionális hőmérsékleti kontraszt és a ciklonalitás is jóval

2. TÁBLÁZAT

Az 1966–80 közötti időszakban az 500 hPa AT évszakos meridionális gradiens (dekaméter/100 km) az egyes szektorokban

Szélességi öv φ	Tavaszi	Nyár	Ősz	Tél
70° – 15° N	1,0	0,6	0,1	1,2
70° – 55°	1,0	1,0	1,0	0,8
55° – 30°	1,3	0,9	1,3	1,6
30° – 15°	0,6	0,0	0,3	0,8

fejlettebb, mint nyáron. Télen a meridionális hőmérsékleti kontraszt a tartomány középső részében közel kétszer akkora, mint az északi és déli területeken. A többi évszakban az erős gradiensű zóna északabbra helyezkedik el. Az átmeneti évszakok hasonlóak egymáshoz, de a 45° szélességi kör térségében ősszel jelentősen nagyobb a meridionális hőmérsékleti kontraszt, mint tavasszal.



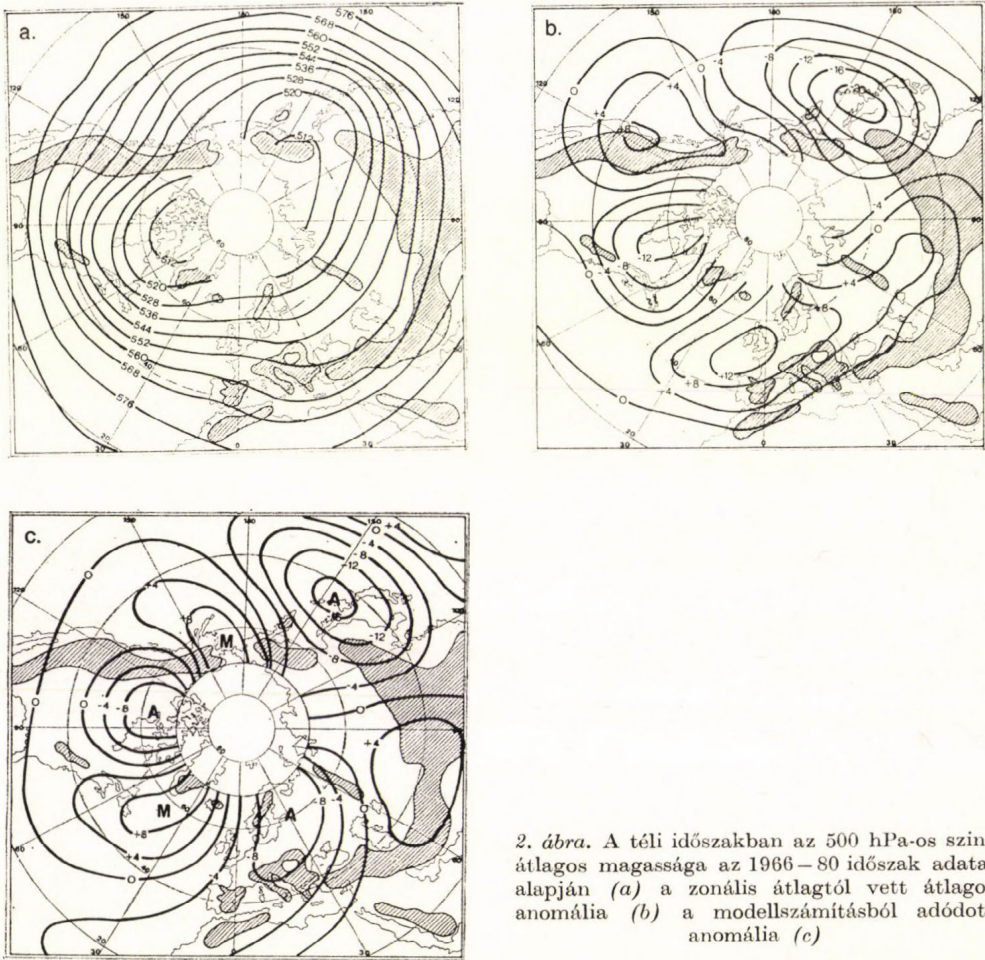
1. ábra. A nyári időszakban az 500 hPa-os szint átlagos magassága az 1966–80 időszak adatai alapján (a) a zonális átlagtól vett átlagos anomália (b) a modellszámításból adódott anomália (c)

Kísérleti számításainkban tanulmányoztuk, hogy *különböző meridionális hőmérsékleti kontraszthoz* tartozó zonális áramlási helyzetekből kiindulva a domborzat hatására milyen stacionárius planetáris nyomásképződmények jönnek létre, valamint mennyi idő alatt áll be a közel klimatológiai állapot.

Az izohipszák térbeli futása mellett az anomália központok helyzetét és fejlettségét is vizsgáltuk, mivel az anomáliák a kis változásokat is jól mutatják. Az átmeneti évszakban a modellszámítások „jósága” megközelíti a téli évszakban kapott eredményeket, emiatt a továbbiakban csak a két szélső évszakra korlátozzuk figyelmünket. Az 1.a–c és 2. a–c ábrásorozaton mutatjuk be a klima-

tológiai és a modellszámításból adódott átlag és anomáliamezőket a nyári, illetve a téli évszakban. Az *a* jelű ábrák a *klimatológiai átlag*, a *b* jelű ábrák a *klimatológiai anomália*, a *c* jelű ábrák pedig a modellszámításból adódott anomália mezőket ábrázolják.

A modellszámításokban a meridionális hőmérsékleti gradienst évszakonként háromféle módon közelítettük. Először egyenletes, észak felé lejtő geopotenciál



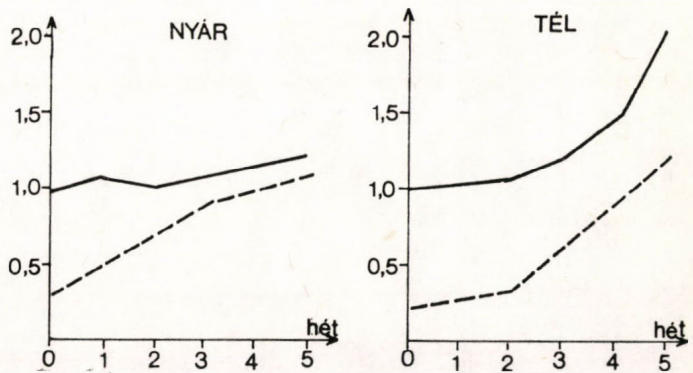
2. ábra. A téli időszakban az 500 hPa-os szint átlagos magassága az 1966–80 időszak adatai alapján (a) a zonális átlagtól vett átlagos anomália (b) a modellszámításból adódott anomália (c)

mezőt tételeztünk fel. A mérsékelt szélességek legjellegzetesebb stacionárius képződményei Kelet-Ázsiában és Észak-Amerika nyugati partjánál már a leg-egyszerűbb közelítés esetében is megmutatkoznak. Vizsgálatunk második fázisában a 2. táblázat adatai alapján három elkülönülő zonális övezetet jelöltünk ki úgy, hogy az egyes szektorokban azonos volt a meridionális hőmérsékleti gradiens. Ekkor az anomália középpontok helyzete és erőssége a korábbinál jobb egyezést mutat a klimatológiai állapottal. A legjobb eredményt a téli évszakban, a leggyengébbet nyáron kaptuk. A stacionárius állapot eléréséhez

szükséges idő a megelőző vizsgálathoz képest csökkent, mintegy három hét lett. Az atlanti-európai térségben domborzat által generált planetáris hullámok a termikus kényszerek hatására erősen deformálódnak, így ebben a térségben az eredmények gyengébbek.

A legjobb egyezést a klimatológiai állapot és a modellszámítások között akkor kaptuk, amikor a zonálisan átlagolt geopotenciálmezőből indultunk ki.

3. ábra. A modellszámításokból adódott enosztrófia és abszolút hiba relatív értékei a nyári és téli időszakban; (... = enosztrófia), klimatológiai enosztrófia, — = abszolút hiba (kezdeti abszolút hiba)



A számítások eredményeit a 28. napon a *c* jelű ábrák mutatják. A klimatológiai (*b* jelű ábrák) és számított (*c* jelű ábrák) anomáliamezők eltérését — összehasonlítva az 1. táblázatban megadott abszolút hiba és szórásértékekkel — megállapítható, hogy a 28. napi hemiszférikus mező jobban közelíti a klimatológiai állapotot, mint a kezdeti zonálisan átlagolt mező. A modellszámítások hibái azonban rámutatnak arra, hogy későbbiekben olyan modellt célszerű kifejleszteni, amely a domborzat hatásán kívül a termikus kényszerek hatását is figyelembe veszi.

A fenti paraméterek vizsgálatán kívül elvégeztük az enosztrófia (átlagos négyzetes örvényesség) értékeinek összehasonlítását is. A 3. ábra mutatja az enosztrófia és az abszolút hiba időbeli változását a nyári és téli esetben, amely szerint az enosztrófia 4. a hét körül éri el a klimatológiai értéket, ugyanakkor az abszolút hiba is még viszonylag kicsi. A részletesebb számítások szerint legjobb egyezés télen Kelet-Ázsia térségében mutatkozik, ahol még az 500 hPa-os szinten is erősen érvényesül a domborzat áramlásmódosító hatása.

Megvizsgáltuk, hogy közel zonális, de egymástól különböző kezdeti állapotokból indulva milyen áramlási szituációk alakulnak ki a vizsgált 35 napos időszak alatt. A számítások szerint — a dinamikai előrejelzési modellek időbeli korlátaival összhangban — mintegy 22–25 nap után már alig érvényesül a kezdeti állapot hatása. A fentiek figyelembevételével a modell alkalmas a globális klímaváltozásból eredő meridionális hőmérsékleti kontraszt csökkenését kísérő megváltozott légköri cirkuláció első becslésére is.

A kísérleti számítások eredményeit összefoglalva megállapítható, hogy a modell segítségével tanulmányozható az orografikus kényszerek hatására létrejövő stacionárius nyomásképződmények kialakulása az egyes évszakokban, ugyanakkor az algoritmus számítástechnikailag sokkal hatékonyabb a korábban alkalmazott módszereknél. A kidolgozott módszer jelentős segítséget jelenthet

a légköri folyamatok bonyolultabb kölcsönhatásait is figyelembe vevő modellek kidolgozásában.

Köszönetnyilvánítás. Köszönetemet fejezem ki sokoldalú önzetlen segítségükért, hasznos tanácsaikért *Dévényi Dezsőnek, Práger Tamásnak és Triznya Józsefnek.*

Függelék

A gyors Fourier-transzformáció algoritmus. Egy diszkrét komplex számsorozat spektrumát Fourier-transzformációval tudjuk meghatározni. Az X_n , $n = 1, \dots, N$ komplex számsorozat diszkrét Fourier-transzformáltján az

$$Y_k = \sum_{n=1}^N X_n W_{k,n}, \quad k = 0, \dots, N-1 \quad (F.1)$$

számsorozatot értjük, ahol

$$W_{k,n} = \exp(-i2\pi k(n-1)/N), \\ k = 0, \dots, N-1 \text{ és } n = 1, \dots, N. \quad (F.2)$$

X_n -t az Y_k inverz Fourier-transzformáltjának nevezzük:

$$X_n = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N Y_k \tilde{W}_{k,n}, \quad (F.3)$$

ahol

$$\tilde{W}_{k,n} = \exp(i2\pi k(n-1)/N).$$

A gyors Fourier-transzformáció alkalmazásakor a módszer műveletigénye $Q(N^2)$ -ről $Q(N \log N)$ -re csökken, ami különösen kedvező a sokelemű mintából végzett transzformáció esetén. Az első gyors algoritmust *Cooley és Tukey* (1965) dolgozta ki. Ezt követően több gyors Fourier-transzformációs eljárás született, amelyek azonban csak speciális feladatok megoldására voltak alkalmasak. Az általánosan használható algoritmust *Uhrich* (1969) módszerének továbbfejlesztésével *Temperton* (1977) dolgozta ki, amelyet röviden ismertetünk.

A tömörebb írásmód érdekében a továbbiakban áttérünk a vektorális jelölésre, alsó index-szel jelölve a mátrixok méretét. Ekkor az (F.1) egyenlet vektorális alakja a következő:

$$Y = W_N X \quad (F.5)$$

A W_N mátrixkiszámítására *Temperton* (1977) az alábbi összefüggést származtatta:

$$W_N = \prod_{i=k}^1 \{(P_{L_i N_i} \otimes I_{M_i})(D_{2_i N_i} \otimes I_{M_i})(W_{N_i} \otimes I_{N/M_i})\}. \quad (F.6)$$

ahol a \otimes jelölés két mátrix Kronecker szorzatát jelenti, N_i az N prímtényező felbontása:

$$N = \prod_{i=1}^k N_i,$$

$P_{L_i N_i}$ permutációs mátrix,

$$M_i = \prod_{j=1}^{i-1} N_j, \quad (M_1 = 1),$$

$$L_i = N / M_i N_i = \prod_{j=i+1}^k N_j \quad (L_k = 1).$$

A $D_{L_i N_i}$ mátrix átlója mentén N darab L_i -edrendű almátrix helyezkedik el:

$$P_{L_i N_i} = \text{diag} \{I_{L_i} \Delta_{L_i}, (\Delta_{L_i})^2, \dots, (\Delta_{L_i})^{N_i-1}\},$$

ahol

$$\Delta_{L_i} = \text{diag} (1, \omega, \omega^2, \dots, \omega^{N_i-1}) \text{ alakú}$$

diagonális mátrix

$$\pi \text{ és } \omega = \exp(-i2\pi/(N_i L_i)).$$

A Temperton által kidolgozott eljárás előnye a korábbi gyors Fourier-transzformációs algoritmusokkal szemben, hogy nincs szükség a transzformáció előtt és után az X és Y vektor elemeinek permutálására, valamint az, hogy trigonometrikus függvényrendszer előre kiszámítható, ami mintegy kétszeresére gyorsítja az eljárást. A W_N transzformációs mátrix az N prímtényezői révén meghatározott kisméretű mátrix blokkokból épül fel. A 2, 3, 4, 5 és 5-nél nagyobb általános prímszámokra speciális módon készültek el az elemi mátrix blokkok, ami szintén gyorsítja az eljárást. A program FORTRAN nyelven készült.

IRODALOM

- Bahvalov, N. SZ., 1977: *A gép matematika numerikus módszerei*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Bengtsson, L. and Moen, L., 1971: *An Operational System for Numerical Weather Prediction in Satellite and Computer Applications to Synoptic Meteorology*. WMO No. 282, Genève.
- Buneman, G., 1969: A compact non-iterative Poisson solvers. *Math. Comp.* 31, 333–390.
- Buzbee, B., Golub, G. and Nielson, C., 1970: On direct methods for solving Poisson's equation. *SIAM J. Numer. Anal.* 7, 627–656.
- Charney, J. G. and DeVore, J. G., 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.* 36, 1205–1216.
- Cooley, I. and Tukey, J., 1965: An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comp.* 19, 297–301.
- Dévényi D. és Mersich I., 1983: Véges differencia módszerek összehasonlítása egyszerű hidrodinamikai modell alkalmazásával. *Időjárás* 87, 284–293.
- Egger, J., 1978: Dynamics of blocking highs. *J. Atmos. Sci.* 35, 1788–1801.
- Fischer, G., 1980: The effect of planetary scale mountain on a barotropic flow treated in a simple low order system. *Atmos. Phys.* 53, 295–309.
- Hockney, R., 1965: A fast direct solution of Poisson's equation using Fourier analysis. *J. Assoc. Comput. Mach.* 12, 95–113.
- Hockney, R., 1969: *The potential calculation and some applications*. *Methods of Computational Physics*. Academic Press, New York, 136–212.
- Hort, J., 1979: Barotropic quasi geostrophic flow over an isotropic mountain. *J. Atmos. Sci.* 36, 1736–1746.
- Kalnay-Rivas, E. and Merkin, L., 1981: A simple mechanism for blocking. *J. Atmos. Sci.* 38, 2077–2091.

- Legras, B. and Ghil, M., 1985: Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability. *J. Atmos. Sci.* 42, 433–471.
- Lorenz, E., 1967: *The nature and theory of the general circulation of the atmosphere*. WMO – No. 218. TP. 115, Genève.
- Lorenz, E., 1976: A rapid procedure for inverting del-square with, certain computers. *Mon. Wea. Rev.* 104, 961–966.
- Práger T., 1982: *Numerikus Prognosztika I*. Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest.
- Práger T., Kovács E. and Gyuró Gy., 1986: Numerical experiments with a three-parameter baroclinic quasi-geostrophic model of the atmosphere. In: *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae*, Section Geologica, 26.
- Swarztrauber, P., 1977: The methods of cyclic reduction, Fourier analysis and the FACR algorithm for the discrete solution of the Poisson equation on a rectangle. *SIAM Rev.* 19, 490–501.
- Temperton, C., 1977: *Fast Fourier transforms without reordering*. ECMWF Technical Report, No. 3. Reading.
- Uhrich, M., 1969: Fast Fourier transform without sorting. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics* 17, 170–172.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 6. szám. 1989. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 93, No. 6. Nov – Dec 1989, Budapest

A szélesebbésség idősorának egy hely-idő modellezése

TAR KÁROLY

KLTE Meteorológiai Tanszék,
H-4010, Debrecen, Pf. 13

és

TERDIK GYÖRGY

KLTE Valószínűség-számítási és Alkalmazott Matematikai Tanszék,
H-4010, Debrecen, Pf. 12

A felszínközeli szélesebbésség napi átlagának éves idősorára egy általánosított autoregresszív folyamatot illesztettünk 12 hazai megfigyelő állomás adatainak felhasználásával. Vizsgálatunk célja, hogy az előző néhány nap átlagos szélesebbésségéből az adott napon meghatározhatassuk ugyanezt a mennyiséget és a napi összes szelenergiát. A modell paramétereit úgy határoztuk meg, hogy az összes állomásra tartalmazzanak információt. A közelítés elfogadható, mivel viszonylag kis különbségeket és eltolásokat kaptunk az eredeti idősorhoz képest.

*

A space-time modelling of the time series of wind velocity. We are fitting a generalized autoregressive process to the surface wind velocity data of 12 observation stations of Hungary. The basis of the investigation is the annual time series of the daily mean wind velocity. The aim of the investigation is to determine from the mean wind velocity of several preceding days the same amount and the total wind energy for a given day. The parameters of model are determined so that they give information on all the stations. The approximative time series is produced. The approximation is acceptable because we have got relatively small differences and shifts compared to the original time series.

1. Bevezetés

A gyakorlatban előforduló idősorok (az időtől, mint független változótól függő véletlen hibával terhelt megfigyelési adatok) sok esetben a megfigyelés helyétől is függnék. Különösen igaz ez a meteorológiai adatsorokra. Adott helyen az idősort modellezhetjük úgy, mint csak az idő függvényét pl. ARMA illesztéssel. Az ARMA (autoregresszív-mozgó átlag) folyamatok jelentősége az utóbbi időben a meteorológiai idősorok elemzésében is növekedett. Ez azzal magyarázható, hogy ezek a folyamatok matematikailag jól kezelhetők, ugyanakkor általuk mindössze néhány paraméterrel jellemezhető az idősorok viselkedése.

Az ARMA folyamatok meteorológiai alkalmazásával foglalkoznak *Davis és Rappoport* (1974), *Delleur és Kavas* (1978) valamint *Katz és Skaggs* (1981) tanulmányai. Magyarországon *Faragó* (1985), *Bencsik et al.* (1986) és *Matyasovszky* (1986) publikált ilyen jellegű, részben vagy egészben meteorológiai

vonatkozású kutatási eredményeket. *Dévényi és Gulyás* (1988) tankönyvükben szintén taglalják az ARMA folyamatok elméletét.

A szélsébség idősorát, mint sztochasztikus folyamatot Magyarországon eddig csak *Péczely* (1957) vizsgálta egy sajátos szempontból. A külföldi folyóiratokban azonban igen gyakran találkozunk a fenti idősornak különböző sztochasztikus—elsősorban AR vagy ARMA—folyamatokkal történő közelítésével, pl.: *Haslett és Kelledy* (1979), *Barros és Estevans* (1983), *Balling és Cervany* (1984), *Brown et al.* (1984). Az ARMA folyamat illesztése során rendszerint figyelmen kívül hagyják azt a nyilvánvaló függőségi viszonyt, amit a térbeli elhelyezkedés jelent egy adott időpontban. Az időben stacionárius, hely szerint pedig izotróp hely-idő adatsorok vizsgálatával — többek között — *Brillinger* (1985), *Haslett és Raftery* (1988) foglalkozik. Utóbbiak olyan modellt dolgoztak ki, amely sikeresen alkalmazható viszonylag nagy memóriával, vagy más szóval nem túl gyorsan lecsengő spektrummal (a frekvencia tartományban) rendelkező hely-idő sorok esetén.

Jelen dolgozatunkban részletes analízis alá vesszük a szélsébség napi átlagának idősorát. Célunk kettős: egyrészt a fenti idősor statisztikai szerkezetének mélyebb feltárása, másrészt az, hogy egy sztochasztikus modell segítségével az előző néhány nap megfigyelési adataiból a napi átlagos szélsébség meghatározható legyen. Ez utóbbi lehetőséget ad a szélenergia előzetes becslésére is, mivel a napi összes szélteljesítmény és a napi átlagos szélsébség igen szoros lineáris kapcsolatban van egymással (*Tar*, 1986).

A *Haslett és Raftery* (1988) által kidolgozott, az ARMA folyamatok általánosításának tekinthető modellel dolgoztunk. Feltételezzük tehát, hogy megfelelő transzformációk után (standardizálás, a szezonális és egyéb komponensek eltávolítása, négyzetgyökvonás) a megfigyelések hely-idő adatsort alkotnak. Vizsgálataink adatbázisát 12 hazai megfigyelő állomás 1972. évi napi átlagsebességei (m/s) képezik. Eredetileg Kékestető adatait is fel akartuk használni. Mivel azonban ezek egy magasabb légréteg jellemzői, így adathalmazunk inhomogén volt, ami nagymértékben lerontotta a modell illeszkedését.

2. Előzetes transzformációk

Jelöljük $v_{i,t}$ -vel az i -edik megfigyelő állomáson a t . időpillanatban mért szélsébséget, $i = 1, 2, \dots, 12$, $t = 1, 2, \dots, 366$. A modellt úgy akarjuk előállítani, hogy a paraméterek mind a 12 állomásra tartalmazzanak információt. Ezért a következő adat-transzformációt végeztük el: a $v_{i,t}$ megfigyelt értékekből előállítottuk a

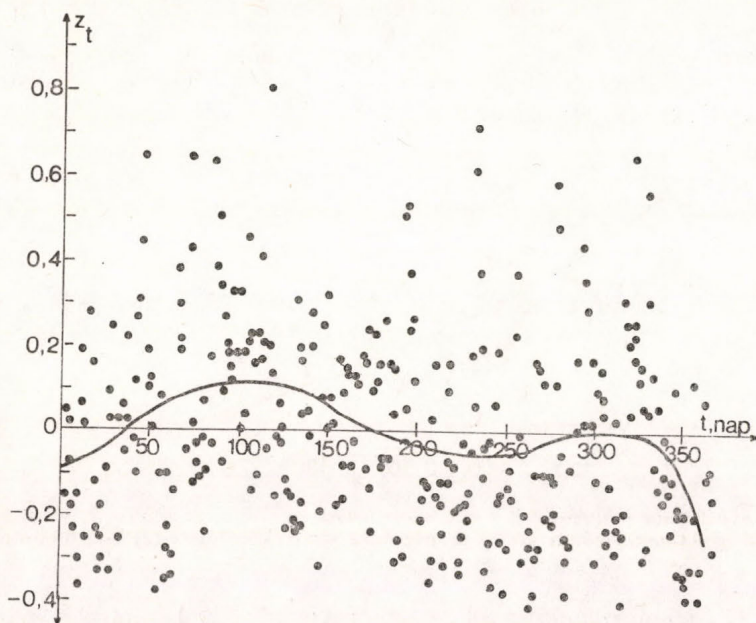
$$z_{i,t} = \sqrt{v_{i,t} - \mu}$$

sorozatot, ahol

$$\mu = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{t=1}^N \sqrt{v_{i,t}}}{m \cdot N} \quad (1)$$

(esetünkben $m = 12$, $N = 366$). Ez azt biztosítja, hogy a $z_{i,t}$ folyamat időben stacionárius — vagyis a kovariancia struktúra időben eltolásinvariáns — legyen. *Brown et al.* (1984) valamint *Carlin és Haslett* (1982) szerint ugyanis a napi átlagos szélsébség eloszlása jól közelíthető a négyzetgyökös normál eloszlással.

A Magyarországra vonatkozó vizsgálatok azonban azt mutatják, hogy ez csak az adatok havi és évszakos részhalmazára mutatható ki, egész évre vonatkozóan még nem sikerült jól közelítő elméleti eloszlást találni (Tar, 1986). Első közelítésnek ezért a fenti transzformációt használtuk mi is. A $\mu(1)$ alakja azt is biztosítja,



I. ábra: A szezonális hatás (pontok: az állomásokra átlagolt napi átlagos szélesség négyzetgyökének eltérése ennek évi átlagától, folytonos vonal: az ezekre illesztett ötödfokú polinom értékei)

hogy a $z_{i,t}$ idősor izotrop, vagyis a különböző helyekhez tartozó megfigyelések kovarianciája a helytől csak mint távolságtól függ. A helytől független szezonális hatásokat úgy vettük figyelembe, hogy a

$$z_t = \sum_{i=1}^m z_{i,t}/m$$

sorozatra egy $p_5(t)$ 5-öd fokú polinómot illesztettünk (ld. I. ábra), tekintettel arra, hogy a magasabb fokszámú tagok együtthatója már szignifikánsan nulla. Az egyes állomásokon így a következő idősorral dolgoztunk:

$$w_{i,t} = z_{i,t} - p_5(t) = z_{i,t} - \sum_{j=1}^5 a_j t^j \quad (2)$$

A $p_5(t)$ polinom együtthatói csökkenő fokszám szerint: $-5.28 \cdot 10^{-12}$, $4.19 \cdot 10^{-9}$, $-1.06 \cdot 10^{-6}$, $7.76 \cdot 10^{-5}$, $2.18 \cdot 10^{-3}$, $-1.34 \cdot 10^{-1}$.

3. Hely-idő modell

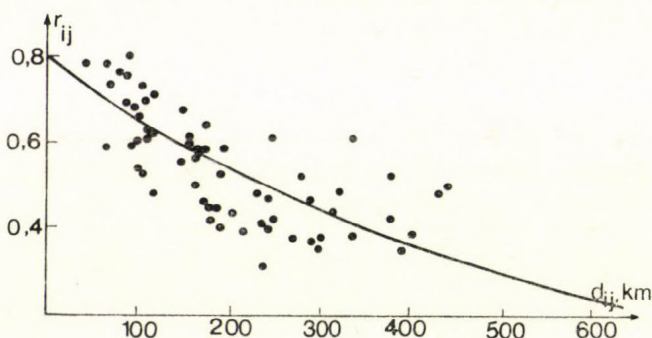
Az így kapott $w_{i,t}$ tér-idő sor $\text{corr}(w_{i,t}, w_{j,t}) = r_{i,j}$ korrelációs együtthatói rögzített t esetén a helytől függenek. Az a feltételezésünk, amit a 2. ábra is igazol, hogy $r_{i,j}$ az állomások $d_{i,j}$ (km) távolságától exponenciálisan függ, azaz

$$r_{i,j} = \alpha e^{-\beta d_{i,j}} \quad (3)$$

Az α és β paramétereket természetesen becsülnünk kell, ami nem okoz különösebb nehézséget, tekintettel a

$$\log r_{i,j} = \log \alpha - \beta \log d_{i,j}$$

összefüggésre. Jelölje $R = r_{i,j}$ a korrelációs mátrixot. Megjegyezzük, hogy a folyamat mozgóátlag előállításában szereplő időben független zajsorozat korrelációs együtthatói megegyeznek a folyamat korrelációs együtthatóival. Ezért



2. ábra: A napi átlagos szélsebességek közötti korrelációs együtthatók függése az állomások közötti távolságtól (pontok: az $r_{i,j}$ értékei, folytonos vonal: közelítés a (2) összefüggéssel)

az $Y_t = CW_t$ tranformáció, ahol C egy $m \times m$ -es alsó háromszög mátrix úgy, hogy

$$CRC^T = I,$$

és $Y_t = (y_{1t}, y_{2t}, \dots, y_{mt})^T$, $W_t = (w_{1t}, w_{2t}, \dots, w_{mt})^T$, egy olyan sorozatot szolgáltat, amelyek a komponensei függetlenek. A C mátrixot elég egyszerűen meg tudjuk határozni a Gram-Schmidt ortogonálisítás segítségével. Ha most egy autoregresszív szűrőt illesztünk az Y_t sorozatra (Box és Jenkins, 1970), akkor a rövid memóriájú függőségeket kiküszöböljük. Ez esetünkben és a felhasznált tanulmányban (Haslett és Raftery, 1988) is egy AR(9) folyamat. Eredményül az $x_{i,t}$ sorozatot kapjuk, azaz $x_{i,t} = y_{i,t} - \varepsilon_{i,t}$, ahol $\varepsilon_{i,t}$ a megfelelő AR(9) folyamat.

Ezek az $x_{i,t}$ ($i = 1, 2, \dots, 12$) idősorok még mindig tartalmaznak magas frekvenciájú összetevőket a spektrumban. Ez az oka annak, hogy az

$$(1 - B)^d \varphi(B)(x_{i,t} - \mu_i) = \varepsilon_{i,t}$$

modellt használjuk az illesztésre, ahol B a visszatolás transzformációja, a

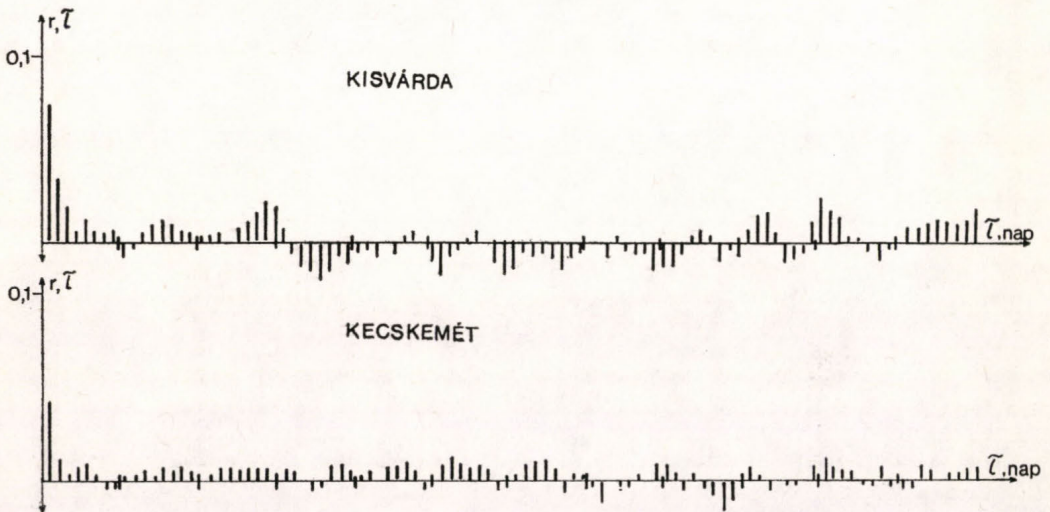
$$\varphi(B) = 1 - \varphi_1 B - \dots - \varphi_p B^p$$

az autoregresszív polinom, $\mu_i = \sum x_{i,t} / N$, d egy 0 és 1/2 közötti valós szám. Az $\varepsilon_{i,t}$ generáló zajról mostmár feltételezhetjük, hogy Gauss-eloszlású, 0 várható értékkel és $(\varepsilon_{i,t}, \varepsilon_{i,s}) = \delta_{i=j} \delta_{s=t} = \sigma_\varepsilon^2$ kovariancia struktúrával.

A $(1 - B)^d$ -t a binomiális sorfejtésének (mivel itt $0 < d < 0,5$ valós szám) első 6 elemével közelítjük:

$$(1-B)^d = \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} B^k = \sum_{k=0}^5 \frac{d(d-1)(d-2)\dots(d-k-1)}{k!} \quad (4)$$

és $p = 2$ -t választunk. Ismételten felhívjuk a figyelmet arra, hogy az $(1-B)^d$ operátorra azért van szükség, mert az egyes állomásokhoz tartozó megfigyelések autokorrelációs sorozata nem csökken exponenciálisan, ahogy ez egy „tisza” ARMA folyamattól elvárható („long memory” folyamat, ld. 3. ábra). Azt tapasztaltuk, hogy a másodrendű $\Phi(B)$ autoregressziós polinom estén már igen jó illesztés kapható, és a harmadrendű illesztésnél a harmadfokú együttható



3. ábra: A napi átlagos szélesebbég autokorrelációs függvénye két állomásra

már elhanyagolhatóan kicsi. Így $p = 2$.

Az idősor t . elemét tehát a $(t-1)$., $(t-2)$., ..., $(t-7)$. elemeiből fogjuk előállítani, mivel

$$(1-B)^d x_{i,t} = \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} B^k x_{i,t} = \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} x_{i,t-k} \quad (5)$$

és így

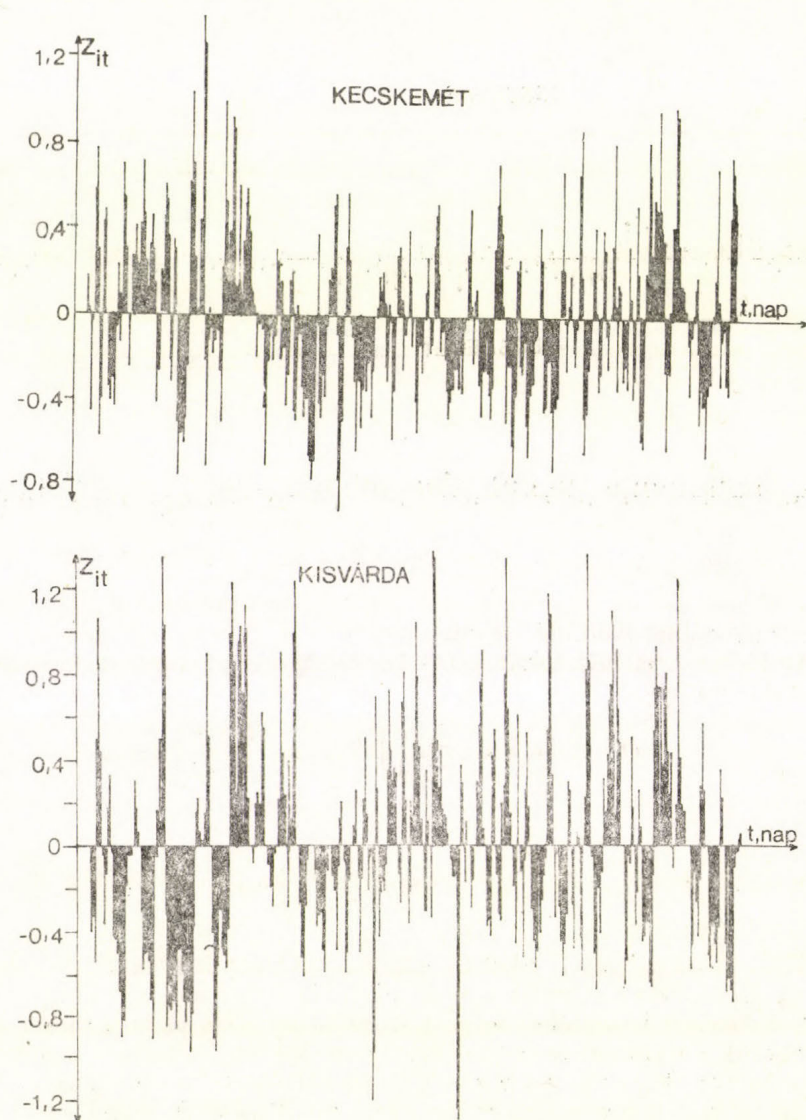
$$\Phi(B)(1-B)^d x_{i,t} = \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} x_{i,t-k} + \varphi_1 \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} x_{i,t-1-k} + \varphi_2 \sum_{k=0}^5 \binom{d}{k} x_{i,t-2-k} \quad (6)$$

Ahhoz tehát, hogy a modellt alkalmazni tudjuk az α és β , valamint a d , φ_1 és φ_2 paraméterek értékeit kell az adathalmazból megbecsülni.

A d előzetes becsléséhez kapott $x_{i,t}$ sorozatokból elem n -eseket választunk ki, mondjuk k darabot, és ezeket átlagoljuk időben és térben. Így egy k elemű számsorozatot kapunk, amelynek meghatározzuk a szórásnégyzetét. Ezek logaritmusára és $\log n$ -re regressziós egyenest illesztünk, ennek meredekségének $-1/2$ -szerese adja a d előzetes becslését, a \tilde{d} -t (Haslett és Raftery, 1988). Ezután előállítjuk az $(1-B)^{\tilde{d}} x_{i,t}$ sorozatot ($i = 1, \dots, m, t = 1, \dots, N$).

4. Következtetések

Az öt paraméter becsült értékeit a következők: $\alpha = 0.8056$, $\beta = 0.0019$, $d = 0.0154$, $\varphi_1 = 1.6012$, $\varphi_2 = -0.0731$. A paraméterek ismeretében előállítható az eredeti sor közelítése, ha a fent leírt transzformációkat visszafelé elvégezzük. A 4. ábrán az egyes napokon „mért” és a modellel számított értékek különbsége látható a napi átlagos szélességek négyzetgyökére Kisvárdán és Kecskeméten. Ezek az állomásokon a fenti különbségek abszolút értéke 1 körüli. Belátható,



4. ábra: A napi átlagszélességek négyzetgyökének eredeti és a modellel közelített sorának különbsége Kisvárdán és Kecskeméten

hogy így a napi átlagsebességek különbsége abszolút értékben kisebb, mint 2–3 m/s. (Annál nagyobb, minél nagyobb a „mért” érték. Hasonló eredményeket kapunk a többi állomáson is.)

A közelítés hibájának szórásnégyzete $\sigma_{\epsilon}^2 = 0.3265$. Ennek értékéből és a fentebb elmondottakból azt a következtetést vontuk le, hogy a modell alkalmas a kiválasztott állomások bármelyikén arra, hogy a napi átlagos szélsebességet és így a napi összes szélenergiát viszonylag jó közelítéssel előre jelezzük. Teljes biztonsággal azonban ezt csak azután mondhatjuk, miután elvégeztük az autoregresszív és a mozgó átlag polinómok rendjére vonatkozó vizsgálatot, ill. a paraméterek pontosabb értékének meghatározására a maximum-likelihood becslést.

Köszönetünket fejezzük ki Ispány Márton V. évf. matematikus hallgatónak a számítógépes programcsomag kidolgozásáért, a számítások elvégzéséért.

IRODALOM

- Balling, R. C. and Cervany, R. S., 1984: Analysis of time and space variations in long term monthly averaged wind speed in the United States. *Wind Engineering* 8, 1–8.
- Barros, V. R. and Estevans, E. A., 1983: On the evaluation of wind power from short wind records. *J. Clim. Appl. Meteor.* 2, 1116–1123.
- Bencsik I., Fehér Z., Máthé L. és Molnár J., 1986: A napi gázfogyasztás és órai csúcs 1–4 napos előrejelzésének módszere és tapasztalatai Győr városban. *Energiagazdálkodás* 27, 17–19.
- Box, G. E. P. and Jenkins, G. M., 1970: *Time series analysis, forecasting and control*. Holden-Day, San Francisco.
- Brillinger, D., 1985: A maximum-likelihood approach to frequency-wavenumber analysis. *IEEE Trans.*, Vol. ASSP–33. No. 4, 1076–1085.
- Brown, B. G., Katz, R. W. and Murphy, A. H., 1984: Time series models to simulate and forecast wind speed and wind power. *J. Clim. Appl. Meteor.* 23, 1184–1195.
- Carlin, J. B. and Haslett, J., 1982: The probability distribution of wind power from a dispersed array of wind turbine generators. *J. Appl. Meteor.* 21, 303–313.
- Davis, J. M. and Rappoport, P. N., 1974: The use of time series analysis techniques in forecasting meteorological drought. *Mon. Wea. Rev.* 102, 176–180.
- Delleur, J. M. and Kavvas, M. L., 1978: Stochastic models for monthly rainfall forecasting and synthetic generation. *J. Appl. Meteor.* 17, 1528–1536.
- Dévényi, D. és Gulyás, O., 1988: *Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Faragó, T., 1985: Soil moisture content: Statistical estimation of its probability distribution. *J. Appl. Meteor.* 24, 371–376.
- Haslett, J. and Kelliedy, E., 1979: The assessment of actual wind power availability in Ireland. *Energy Research* 3, 333–348.
- Haslett, J. and Raftery, A., 1988: Space-time modelling with long-memory dependence: assessing Ireland's wind power resource. *J. R. Statist. Soc. B*. Megjelenés alatt.
- Katz, R. W. and Skaggs, R. H., 1981: On the use of autoregressivemoving average processes to model meteorological time series. *Mon. Wea. Rev.* 109, 479–484.
- Matyasovszky, I., 1986: Meteorológiai idősorok modellezése ARMA-folyamatok segítségével. *Időjárás* 90, 240–250.
- Péczely, Gy., 1957: Tartamvalószínűségek vizsgálata. *Időjárás* 61, 245–252.
- Tar, K., 1986: Magyarország szélklimájának komplex statisztikai elemzése. *Kandidátusi értekezés*

IRODALOM

P. K. DAS: *Monsoons (Monzunok)*. WMO—No. 613. Geneva, 1986. 156 oldal, 93 ábra, 20 táblázat, 430 irodalmi hivatkozás. Angol, francia, orosz és spanyol összefoglalás.

A könyv tartalma sokkal gazdagabb és a témák szélesebb skáláját foglalja magában, mint címéből következtetni lehetne. Az arab mausim (évszak) szó jelentéstartalmának történelmi eredetével, a monszun-jelenség ókori és középkori megismerésével és leírásával vezeti be könyvét a szerző. Az Indiai-óceánon és Ázsia déli (valamint keleti) részén megfigyelt évszakos szélfordulás fizikai magyarázatát *Edmund Halley* már 1686-ban megkísérelte, a jelenséget a tenger és szárazföld eltérő fölmelegedésével magyarázva. A monszunális szélfordulás részben a passzát szélrendszer perturbációjának is tekinthető. A nagyállandóságú passzátok kialakulását először *Halley*, majd kb. 50 évvel később *Hadley* a földforgás eltérítő erejére vezette vissza, vagy 100–150 évvel megelőzve *Coriolis* idevonatkozó számításait.

A XIX. sz. végén és a XX. sz. elején végeztek először elméleti számításokat, hogy kimutassák a hőforrások és hőnyelők hatását a légáramlások kialakulására. A nyári monszunnal érkező esők előrejelzése főleg Indiában kulcsfontosságú kérdés. Ezért századunk elején *Sir Gilbert Walker* kapcsolatokat keresett az indiai monszuneső és a világ különböző pontjain a megelőző hónapokban mért légnyomás-anomáliák között. Az általa kidolgozott ún. világorrelációs módszer, mint ezt a tudomány fejlődése igazolta, jelentőségében messze túlnőtt az évszakos esőprognózis regionális problémáján. A felfedezett távkapcsolatok ui. alapul szolgáltak a napjainkban jól ismert Walker-féle cellák felismeréséhez.

Bár a monszun jelentőségét növeli az esős és száraz évszakok váltakozása, az elterjedt definíciók (a könyv négyet sorol fel) a szélirány változásának valamilyen mennyiségi mutatójára szorítkoznak. Ennek alapján monszunális területnek minősül Közép-Afrika nagy része, Dél- és Kelet-Ázsia, Eurázsia északi szegélye és Alaszka déli partvidéke, valamint Ausztrália északi része. Paleoklimatológiai adatok arra utalnak, hogy a monszunesők 5–10 ezer évvel ezelőtt a mainál sokkal jelentősebbek voltak Indiában, Arábiában és Afrika nagy részén. Ennek fizikai magyarázatát a földpálya elemeinek évezredes változásában keresik.

A GARP keretében 1978. december 1-jén kezdődött a MONEX kutatás, amelynek égisze alatt, a nyári, a téli monszun, valamint a Nyugat-Afrikai monszun jelenségét vizsgálták.

A légáramlásoknak ez a szabályos rendszere, amely kisebb-nagyobb mértékben öt kontinenst és két óceánt érint, érdemes arra, hogy sokoldalúan elemezzük mechanizmusát és hatásait. A szerző ezt teszi könyvében. A 2. fejezet a monszunok planetáris szempontjait tárgyalja, részletesen elemelve a hőforrások és hőnyelők szerepét a hasznosítható potenciális energia termelődésében. A zonális áramlás és a különböző hullámszámok közötti energia-áramlás elemzését is megtaláljuk ebben a részben. Figyelmet érdemel a 200 hPa és 850 hPa szint áramlása a nyári és téli monszun idején.

A kinetikus energia termelődése a hőforrások és -nyelők meridionális elrendeződése nyomán *Hadley*-cirkulációhoz, a zonális elrendeződése *Walker*-cellák kialakulásához vezet.

A kisebb tér- és időskálán kialakuló és a monszunra jellemző légköri folyamatokkal a 3. fejezet foglalkozik, míg a 4. fejezetet a barotróp és baroklin instabilitás korszerű tárgyalásának szenteli a szerző. Az 5. fejezet a monszunok numerikus szimulációjára tett kísérleteket ismerteti. Érdekes a numerikus modellek érzékenységi vizsgálata, egyebek között az Euráziát borító hótakaró kiterjedése és a nyári monszuneső közötti negatív kapcsolat. A 6. fejezet a hegygerinceknek a monszunokra gyakorolt hatását, míg a 7. fejezet a monszunszelek és az óceánok viselkedése közötti kapcsolatot tárgyalja.

India gabona termesztésében két fontos évszak játszik szerepet: a Kharif, amelynek termése a nyári esőtől és a Rabi, amelyé a téli esőtől függ. Az előbbi a termés 60%-át adja, ezért fontos a nyári monszunesők előrejelzése. A 8., egyben utolsó fejezetben a szerző bemutatja azokat a kísérleteket, amelyek az alábbi három fontos esemény valamelyikének előrejelzésére irányultak: a) a monszunesők kezdetének dátuma, b) a június–szeptember között lehullott eső mennyisége, c) az extrém csapadék (áradás- vagy esőhiány) tartama a monszun időszakon belül. Végül rövid összefoglalást ad az általános cirkuláció modelljeiről és az előrejelezhetőségről.

A könyv minden fejezete, az irodalmi hivatkozások nagy száma, a téma-gazdagság és a részletkérdésekre való elmélyedés egyaránt jelzi, hogy a WMO egy alapos felkészültségű tudóst kért fel a monszun-monográfia megírására.

Koppány Gy.

H. H. LAMB: *Weather. Climate and Human Affairs* (Időjárás, éghajlat és emberi dolgok). Routledge, London and New York, 1988. 364 oldal, 122 ábra, köztük több jénypé, 17 táblázat és több száz irodalmi hivatkozás.

A világhírű szerző meteorológiai pályafutását 50 éve, a II. világháború kitörésekor előrelzőként kezdte. Nem kisebb feladatot kapott, mint a légközelekedés meteorológiai kiszolgálását az Atlanti-óceánon át közlekedő légijáratok számára. Később az Antarktisz közelében bálnavadász hajón dolgozott meteorológusként, és gyűjtötte tapasztalatait, amit később klímakutatóként értékesített. Vizsgálati módszerének lényege, hogy a megfigyelhető tényeket kell fejlődésükben jól megismerni, mielőtt túl messzire mennénk az elmélet kidolgozásában.

Korunk kevés klimatológusa foglalkozott oly sokat az éghajlat változásaival, mint H. H. Lamb professzor. Jelen könyve jórészt eddig megjelent publikációinak gyűjteménye korszerűbb formába átdolgozva és újabb kutatási eredményekkel kiegészítve. Egyebek között az Encyclopaedia Britannica 1975. évi kötetében megjelent tanulmányát is beépítette e munkájába.

A könyv címe tükrözi szerzőjének sajátos látásmódját: a történelem során az ember nemcsak alkalmazkodott az állandóan változó időjáráshoz és éghajlathoz, hanem pl. az emberi fajok kialakításáért is felelőssé tette azt, vagyis az éghajlat az ember életének szerves részét alkotja. Ezért a történelem és az éghajlat változása szorosan kapcsolódnak egymáshoz.

A mű három nagyobb részből, ezen belül 18 fejezetből áll. Az első legterjedelmesebb rész címe: „Tanulmányok az éghajlat történetéről és az emberi életre és környezetre gyakorolt hatásáról”. Az utolsó évezredek éghajlatának vizsgálatához számos tudományt kell segítségül hívni. Az erdők elterjedésének határa, a tavak üledéke, a fák évgyűrűi, pollenelemzés, terméseredmények változásai, a gleccserek kiterjedése, mindmennyi adat, amelyből rekonstruálni lehet a régmúlt századok éghajlatát. Korabeli feljegyzések alapján a szerző több térképet mutat be, amely a légnyomás feltételezett eloszlását szemlélteti Európa és az Atlanti-óceán területén a XIV–XV. századból választott egy-egy hónapban. Ez merész, bár kétségtelenül új vállalkozás. Figyelemre méltó a tengerszint változása az utolsó jégkorszaktól napjainkig. Számos mérés összegzéséként megállapítható, hogy a legutolsó 12 ezer év során a tengerszint 40–50 métert emelkedett. Ebben a részben külön három fejezet foglalkozik a kis jégkorszakkal és ennek hatásával az ember tevékenységére. Ugyancsak külön fejezetet szentel a szerző az Afrikát a közelmúltban sújtott aszálynak, továbbá az aszályok érhajlati hátterének. Itt is találunk egy visszapillantást a régmúltba, nevezetesen Északnyugat-India évi és nyári monszunesőzéseinek 10 ezer évre visszanyúló adatsorát. Eszerint 5–8 ezer évvel ezelőtt a lehullott eső 3–4-szerese volt a mainak.

A második részben az időjárás- és éghajlatváltozások okaival és mechanizmusával foglalkozik a szerző. Megállapítja, hogy az általános légkörzés numerikus modelljével folytatott kísérletek túl munkaigényesek és drágák az éghajlat több éves ingadozásainak vizsgálatára. Erre a célra lényegesen leegyszerűsített modelleket kell alkalmazni. A vizsgálat módszereit az éghajlat-ingadozások időskálától függően külön-külön kell megválasztani. Fontosabb időskálák:

1. Geológiai korok, millió–milliárd év.
2. A földpálya elemeinek ciklikus változásai, 10–100 ezer év.
3. A napsugárzás, vulkán-tevékenység változásai, 1–2 évtől ezer évig.
4. Rövidebb ingadozások, amelyek a cirkuláció, az óceánok és légkör hógazdálkodásának változásaival kapcsolatosak.

A szerző ebben a részben foglalkozik a kontinensek vándorlásával (100 millió éves időskála), a napsugárzás szélesség szerinti eloszlásának 10 ezer éves időskálán történő változásaival, a vulkán-tevékenység változásaival, a globális légáramlás változásaival, a természetes évszakok és szingularitások kialakulásával Európában. Flohn és Hess vizsgálataira támaszkodva európai nyári és téli monszunális időjárást emleget. A szinoptika néhány fontosabb alapfogalmának ismertetése után a szerző érdekes vizsgálati anyagot mutat be a vulkáni hamu térbeli terjedéséről és légköri hatásáról.

A harmadik rész az éghajlat jövőjének várható alakulásával foglalkozik, áttekintve az éghajlatot alakító tényezők hatását, ezen belül a vulkánkitöréseket, a széndioxid növekedését, a napsugárzás ingadozását, végül az emberi tevékenység következményeit. Bár ez a rész egyetlen fejezetből áll, mégis a legújabb kutatások eredményeinek számos értékes információt tartalmaz.

A könyv korszerűsége, információ-gazdagsága mellett egyik nevezetessége, hogy szerzője nemcsak klímakutatóként, hanem egy-egy fejezetben gyakorlott szinoptikusként is bemutatkozik.

Koppány Gy.

*

AZ IAMAP V. TUDOMÁNYOS ÜLÉSSZAKA READINGBEN

Az *International Association of Meteorology and Atmospheric Physics* ötödik tudományos ülészakát 1989. július 31. és augusztus 12. között, a dél-angliai Readingben, az ottani egyetem szervezésében rendezték meg. A konferenciára beérkezett tanulmányokat, illetve az ezek összefoglalóit tartalmazó két vastkos kötetet a résztvevők már megérkezésükkor kézhezkapták, s ez jelentős segítséget nyújtott a meghallgatni kívánt előadások kiválasztásában, u. i. párhuzamosan legalább öt-hat szekcióban folytak az előadások. A konferenciát az egyetem különböző fakultásainak előadótérmeiben tartották meg.

Az előadások két szimpózium-csoportban folytak. Az ülészakon a magyar meteorológiai szolgálatot *Dévényi Dezső* vezetésével *Rimócziné Paál Anikó* és *Radnóti Gábor*, a Közp. Előrejelző Intézet tudományos munkatársai képviselték.

Az első héten a globális energia- és vízkörforgalom (GX), a középléghkör-kutatások (MA), a mezoskálájú jelenségek: analízis és prognózis (MF), a Mars meteorológiája (MM), a világító felhők (NC), a mezoskálájú és hosszúidőtartamú légszennyeződés-transzport meteorológiai aspektusai (PT), a Föld sugárzás-háztartása (RB), a légkör összetételének távérzékelése (RC) témacsoportbeli előadások hangzottak el, míg a második héten az aeroszolok és a felhők hatása az éghajlatra (AC), a határréteg-parametizáció és a nagyskálájú modellek (BC), a Global-Weather Experiment – 10 évvel később (GW), a mezoskála-folyamatok trópusi ciklonokban (MP), a nagyskálájú, nem lineáris dinamika és a légáramlások (ND), a sarki területek hatása a globális éghajlatra (PC), a távérzékelés a sarki területeken (RP), a légköri nyomanyagok és globális változásuk (TC), a sugárzásátvitel a légköri gázokon (TR), a globális adatsorok az éghajlatkutatáshoz (DWK) és a követelmények és lehetőségek

a mezoskálájú időjárás rendszerek tanulmányozására (MWK) című szimpózium-csoport előadásai kerültek sorra.

A gazdag tartalmú szimpóziumok mind-egyikén 150–250 hallgató vett részt, még a legkevésbé látogatott késő délutáni előadásokon is. Minden előadást érdekesítő vita követett, legalább 4–6 hozzászólóval.

Augusztus 2-án *Mika János* és *Német Péter* „Szenzibilis hőadvekción, aerológiai állomás mérései alapján” c. poszter-előadását *Dévényi Dezső* mutatta be a GX szimpóziumon, majd délután az MF szimpóziumon *Dévényi Dezső – Ihász István – Radnóti Gábor* és *Sipos Győző*: „A spline-függvények alkalmazása a meteorológiai mezők száraz és nedves izotrópikus objektív analízisére” c. munkáját *Radnóti Gábor* adta elő. Másnap, augusztus 3-án *Rimócziné Paál Anikó* az RB szimpóziumon „Egyszerű módszer a felhőzet jellemzésére és a felszínre jutó globálisugárzás, valamint a rendszer-albedó becslésére METEOSAT-képek alapján” c. dolgozatát adta elő.

Augusztus 5-én a résztvevők tanulmányi kirándulás keretében Bracknellbe és a Beaufort-Parkba látogattak. A konferencia résztvevőinek nagyrésztét – akik nem igényelték luxus szintű szállodát – az egyetemi kollégiumban helyezték el és ez az esti órákban is további kedvező alkalmat teremtett az egy témában dolgozók személyes eszmecserejére. A közös reggeli és esti étkezések még közelebb hozták egymáshoz a világ különböző részéről érkezett kutatókat.

Miután az előadóknak az összefoglalón kívül írásos anyagot nem kellett leadniuk, az előadások a kutatók legújabb, szinte akkor készült eredményeit mutatták be. Ez a tény tovább fokozta a konferencián a személyes részvétel értékét, amely a kiváló szervezés következtében is igen maradandó élményt nyújtott.

Rimócziné P. A.

CIMO ÜLÉS BRÜSSZELBEN

A WMO Műszerek és Megfigyelési Módszerek Bizottsága (CIMO) 1989. szept. 11–22. között. Brüsszelben tartott X. ülésén 55 tagállam, ill. szervezetről 100 delegátus vett részt.

Hazánkat *Barát József* az OMSZ elnöke és *Mezősi Miklós* osztályvezető képviselte. Az ülés napirendjén a következő fontosabb szakmai témák szerepeltek:

- Földfelszíni megfigyelések (érzékelők pontoságának újabb megállapítása, nedvesség-, csapadék-, szél- és sugázmérések, repülés-meteorológiai megfigyelések, automata állomások algoritmusainak egységesítése.
- Magaslégköri megfigyelések (elsősorban a különféle rádiószondázás rendszerek kompatibilitása).
- Új megfigyelési technikák (időjárás radar, ASDAR, ASAP, és a zivatargócok bemérésére szolgáló SFERICS).
- Egyéb földbázisú távérzékelési technikák értékelése (Wind-profiler, Doppler-sodar, mikrohullámú radiométer).
- Környezetvédelmi mérések (ózon, légköri szennyeződések).
- Nemzetközi műszer-összehasonlítások értékelése (rádiószondázó rendszerek és egyéb nedvességmérők, sugázmérők, elektronikus napfénytartammérők, felhőmagasság- és látástávolságmérők, digitális barométerek, spektrofotométerek).
- Megfigyelések könyvének (GUIDE) újabb kiadása.

Az ülés hatnyelvű szinkrontolmácsolással folyt, a korábbi gyakorlathoz képest azzal az újítással, hogy a dokumentumokat nem a Genfből a helyszíntre telepített stáb fordította négy nyelvre, hanem telefaxon küldték az anyagot fordításra a WMO genfi központjába. (Ezzel az újítással a WMO 120 ezer Sv. frankot takarított meg).

A következő négyéves periódusra – egyhangú szavattal – a kanadai *Kruus*, ill. a belga *van Gyseg* lett a bizottság elnöke, ill. alelnöke. A sugárási munkacsoportba – az

eddig elnök javaslatára – ismét beválasztották dr. *Major Györgyöt*, az OMSZ Számítóközpontja vezetőjét.

A CIMO ülést meglátogatta a belga király is, aki egyórás megbeszélésen tájékozódott a meteorológiai mérés technika legújabb eredményeiről, majd ebédelt látta vendégül a nemzeti delegáció vezetőit.

A szakmai program keretében a résztvevők meglátogatták a Belga Királyi Meteorológiai Intézetet is, ahol a rendszeresen folyó ózon-szondázás mellett a számítóközpont volt a legérdekesebb látnivaló. A kétprocesszoros, 6 éves, ott már elavultnak minősített gépen előrejelzési modellek futnak, a szokásos adatfeldolgozáson kívül. A belga kollégáknak közvetlen, 9600 bps sebességű hozzáférést van az angliai Readingben levő ECMWF intézet CRAY-típusú szuperkomputeréhez, ahonnan folyamatosan kapják a hemiszférikus előrejelzéseket. E kapcsolat sebességét most tovább növelik és 1990-ben az „elavult” gépet hatprocesszoros Hewlett-Packard Apolló típusra cserélik.

Itt említjük meg, hogy a CIMO ülése előtti héten, szintén Brüsszelben rendezte meg a WMO a TECIMO – IV. technikai konferenciát, amelyen 65 előadás hangzott el, és a világ minden tájáról 90 műszergyártó cég mutatta be termékeit. (Ez volt a WMO történetének legnagyobb műszerkiállítása). Az előadások tematikája: Műszerösszehasonlítások, intelligens érzékelők és mérőrendszerek algoritmusai, nedvesség- és magaslégköri mérések, automatikus meteorológiai állomások és megfigyelő rendszerek, távérzékelés. Az előadások teljes anyagát tartalmazó kötetet máris publikálták.

Mezősi M.

JULIUS VON HANN EMLÉKÜLÉS

Az Osztrák Tudományos Akadémia, az Osztrák Meteorológiai Társaság és az Osztrák Meteorológiai Szolgálat 1989. október 25-én tudományos emlékülést rendezett Bécsben *Julius von Hann* születésének 150. évfordulója alkalmából.

A múlt század utolsó évtizedeinek és századfordulónak kiemelkedő tudású, iskolateremtő klimatológusa *Róna Zsigmond* szavaival (Időjárás, 1922) „ránk hagyta a klimatológia jól megalapozott épületét és a természettudomány elvein nyugvó, hatalmasan megnövekedett meteorológiai ismereteknek rendszerbe foglalt összességét”.

E dicsérő szavak egyáltalán nem túloztak,

hiszen a most lezajlott emlékülés *Hann* munkásságáról hasonló szellemben nyilatkozott. *P. Steinhäuser* igazgató ismertette *Hann* életútját, bemutatta mint kutatót, oktatót, a *Meteorologische Zeitschrift* évtizedeken át lankadatlan szerkesztőjét, tankönyvek és kézikönyvek szerzőjét, tudományos szervezőt, igazgatót. Ezt követően *H. Pichler* a meteorológia *Hann* halála óta bekövetkezett fejlődéséről, *M. Hantel* az éghajlatkutatás történetéről és jelenlegi helyzetéről tartott előadást.

Az emlékülésen népes magyar delegáció is részt vett az OMSZ, az MMT és az ELTE Meteorológiai Tanszéke képviselőiben.

Ambrózy P.

A SZOCIALISTA ORSZÁGOK 2. ÉSZAK-MORVAI RENDSZERELMÉLETI SZIMPÓZIUMA

A Csehszlovák Műszaki- és Természettudományi Társaság, a Cseh Kibernetika Bizottság, a Csehszlovák Tudományos Akadémia és a Központi Rendszer-szimulációs Osztály mint patronálók az Osztravai Technika Háza és az Osztravai Vas- és Acél-Kutató Intézet mint szervezők 1989. június 5–8-ig a „Rendszer-szimuláció” (*Simulation of Systems*) című témában nemzetközi szimpóziumot tartottak Csehszlovákiában, Beszkidek Podolanky nevű üdülőcentrumban.

A rendszer-szimulációs szimpóziumot öt szekcióban rendezték meg, és összesen 103 előadást terveztek.

A szimpózium ötödik szekciójában „*Simulation in ecology, biology and medicine*” témakörben ökológiai – beleértve a vizsgáldkódást és a meteorológiát is – és biológiai rendszermodellek bemutatására került sor. Ebben a szekcióban hangzott el a két magyar, meteoro-

lógiai témájú is: *Maller, A. J. – Rimek, I. – Tilkos, E.* “System simulation in atmospheric circulation patterns forecasting”, *Dévényi, D. – Radnóti, G.* “Dinamical systems in meteorology”.

Az elhangzott előadások ismertetésére és méltatására nem térhetünk ki, mivel jelentős részük nem kapcsolódott a meteorológiához.

Maga az a tény, hogy másodsor került sor rendszerelméleti szimpózium rendezésére bizonyítja, hogy a rendszer-szimuláció sikeresen alkalmazható a természettudományok területén. A társtudományok megbízható eredményességgel hasznosíthatják a rendszerelmélet módszereit folyamatok modellezésére, előrejelzési problémák megoldására.

A szimpózium hasznosnak bizonyult abból a szempontból is, hogy betekintést nyújtott a társtudományok e témakörben elért kutatási eredményeiről.

Maller A. – Radnóti G.

NEMZETKÖZI KONFERENCIA A LÉGKÖRI OXIDÁNSOKRÓL

Az erősen iparosított kontinenseken, így Európában és Észak-Amerikában, a savasodás mellett a légkör növekvő oxidáns-koncentrációja okozza az egyik legnagyobb környezetvédelmi problémát. Az oxidánsok, az ózon, a peroxiacetil-nitrát, a hidrogénperoxid és hasonlók, nem közvetlenül kerülnek a légkörbe, hanem a levegőbe bocsátott szénhidrogénekből, nitrogén-oxidokból, szén-monoxidból kémiai reakciók révén keletkeznek. Az oxidánsok magasabb koncentrációban nyálkahártya irritációt, légzési problémákat okoznak. Csökkentik a növények terméshozamát, fertőzésekkel, kártevőkkel szembeni ellenálló képességüket. Roncsolják a műanyag és gumitermékeket, festékeket. Mint oxidálószereknek, meghatározó szerepük van a légköri kémiai átalakulásokban. Tekintettel az oxidánsok jelentőségére, az Egyesült Királyság Környezetvédelmi Minisztériuma, a British Petroleum PLC anyagi támogatását is felhasználva, 1989. július 3–7. között “*Generation of oxidants on region and global scale*” címmel nemzetközi konferenciát hívott össze a kelet-angliai Norwichba.

A festői helyen fekvő, 1963-ban épült Kelet-Anglia Egyetemen megrendezett konferencián több mint 150 kutató vett részt. Öt nap alatt öt témakörben összesen 42 előadás hangzott el és az üléstermet övező folyósokon mintegy 50 poszter ismertette a legújabb kutatási eredményeket.

A bevezető előadásban *R. Bojkov* (WMO) elmondta, hogy Európa felett a felszínközeli ózon-koncentráció a múlt század közepe óta

megduplázódott és jelenleg is nő. A növekedés ütem 1%/év körül van. Növekszik az erős napi menetű ózonkoncentráció napi amplitúdója is. A csaknem változatlan napi minimum-értékek mellett a maximumok egyre magasabbak. Ez súlyos károkat okoz a bioszférában, mivel a növények a magas ózonkoncentrációkra különösen érzékenyek.

Az emelkedő ózonkoncentráció oka az ózonképződést elősegítő anyagok (nitrogén-oxidok, szénhidrogének, szén-monoxid) növekvő emissziója. *T. D. Davies* (Anglia) szerint azonban szerepet játszhat ebben az Európa feletti cirkulációs viszonyok változása is. A hosszú ózonkoncentráció adatsorú állomásokon korrelációt talált az évszakos ózonkoncentráció és nyomás-anómália között. Az általa tanulmányozott földrajzi körzetekben a múlt század vége óta csökkent a zonális nyomásgradiens, nőtt a keleties áramlások aránya és az anticiklonális napok száma és ez is közrejátszhat a felszínközeli ózonkoncentráció növekedésében.

P. Grennfelt (Norvégia) és munkatársainak nyugat-európai mérőállomásokra alapozott vizsgálata a felszínközeli ózonkoncentrációban jelentős délkeleti gradienst mutatott ki. Az Egészségügyi Világszervezet által elfogadhatónak tartott legmagasabb érték 2–2,5-szeresét is elérő koncentrációkat az osztrák–magyar határ közelében levő Illmitzen (Ausztria) mérték. Ez a tény kiemelt jelentőséget ad a közelmúltban megindult magyarországi vizsgálatoknak.

A további témakörökben egyéb oxidánsokról, illetve az oxidánsok képződését elősegítő szennyező anyagokról esett szó. Különös hangsúlyt kaptak a szénhidrogén-mérések, a légkörben lejátszódó kémiai folyamatok laboratóriumi és matematikai modellekkel történő

vizsgálatai. Több kutató korszerű mérési eljárásokat ismertetett.

Az elhangzott előadások többsége az *Atmospheric Environment* című folyóirat különszámában nyomtatott formában is hozzáférhető lesz.

Haszpra L.

KONDEZÁCIÓS MAGSZÁMLÁLÓ KÉSZÜLÉK KALIBRÁLÁSA

1989. július 27–28-án a bécsi egyetem Kísérleti Fizikai Intézetében összehasonlító méréseket végeztünk a helyi intézet és a KLFI kondenzációs magszámláló készüléke között. Ez a berendezés a légkörben található 0,1 μm alatti aeroszol részecskék (az ún. Aitken-részecskék) koncentrációjának meghatározására szolgál. A bécsi intézet laboratóriumának hiteles az aeroszol-generátora és nagypontos-ságú a magszámláló berendezése.

A légköri aeroszol túlnyomó része az említett mérettartományban található. Ezek a részecs-

kék rendkívül jól jellemzik a légköri háttérszennyezettséget, koncentrációjuk folyamatos regisztrálása ezért szükséges. A műszert a Kpusztai regionális, háttérszennyezettséget mérő állomásunkon üzemeltetjük. A kalibrálás elvégzése lehetővé tette a mérések pontosabbá tételét, illetve az eddig végzett mérések újraértékelését. A bécsi Kísérleti Fizikai Intézet munkatársaival történt előzetes megállapodás értelmében a műszerkalibrálást ezentúl évente elvégezzük.

Bozó L. – Molnár A.

A MAGYAR, A SZLOVÁK ÉS A CSEHSZLOVÁK METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG KÖZÖS VÁNDORGYŰLÉSE GÖDÖLLÖN

A Magyar Meteorológiai Társaság 1989. augusztus 2–24 között Gödöllőn az Agrártudományi Egyetem épületében rendezte meg XXV. (XI./III.) vándorgyűlését a „METEOROLÓGIAI ELŐREJELZÉSEK HASZNOSÍTÁSA A NÉPGAZDASÁGBAN” címmel. Nem véletlenül esett a választás éppen az előrejelzés témakörére. Ugyanis a 80-as években egyre fokozódott az igény a specializált meteorológiai előrejelzések iránt.

A vándorgyűlés ünnepélyes megnyitóján Szász Gábor egyetemi tanár, a Magyar Meteorológiai Társaság elnökeként üdvözölte a vándorgyűlés résztvevőit, méltatta a választott téma fontosságát. Borij Sobišek a Csehszlovák Meteorológiai Társaság elnöke is rámutatott arra, hogy az időjárás előrejelzése egyike a legfontosabb meteorológiai tevékenységnek, manapság az előrejelzések alkalmazása a népgazdaság úgyszólván minden ágazatában szükségessé vált.

Dr. Fritz Neuwirth az Osztrák Meteorológiai Intézet igazgató-helyettese az Osztrák Meteorológiai Társaság nevében köszöntötte a megjelenteket.

A másfél napos ülészakon, három szekcióban az alábbi előadások hangzottak el:

Kapovits, A.: Impact of the Developments in the WWW on Weather Forecasting at National Level, Kočíkova, P.: Satellite Data and Weather Forecast, Podhorsky, D. – Ruzička,

M.: Unified Hydrometeorological Information and Forecasting Centre from the Point of View of WMO Projects, H. Bóna, M. – Rábai, A.: On the Perception and Economic Benefit of Short Range Weather Prediction, Škoda, M. – Spaček, L.: Numerical Models and their Application in Weather Forecasting, Kapitányné Németh, E. – Maller, A. J. – Varga, L. – Zárboné Rimek, I.: Medium Range and Monthly Weather Forecasts Servicing for the National Economy, Koppány, Gy.: An Approach from Information Theory to Weather Forecasts, Papez, A. – Podhorsky, D.: Meteorological Service of Weather Forecasts on Hydrometeorological Institutes in Czechoslovakia, Katkó, B. – Kerekes, A. – Sándor, V. – Szalma, J. – Török, L.: Experience gained from Practising and Objective Method for Cold Fronts Recognition, Nedelka, M. – Ondras, M. – Zuzula, I.: Meteorological Securing of the Special Aviation Activity in the Slovak Socialist Republic, Takács, Á.: Quantitative Precipitation Forecasts for Hydrological Utilization, Panenka, I.: Use of Quantitative Precipitation Forecast for Hydrological Forecasts in an Orographically Articulated Region, Podhorsky, D. – Badičkova, D.: Very Short-Term Weather Forecasts by Physico-Statistical Method, Bartha, I. – Böjti, B.: Storm Warning Service at Lake Balaton, Hrbek, J.: Operational Meteorological Servicing of Agriculture in the Developed

European Countries, *Dunay, S.*: Agrometeorological Forecasts for Agricultural Cooperatives, *Šteberla, P.* – *Šipöcz, M.* – *Vančova, A.*: Regionally aimed Agrometeorological Information, *Matyasovszky, I.*: Biometeorological Forecasts for the Use in the National Economy, *Kveton, V.* – *Csabajova, Z.* – *Ilko, J.*: The State of Biometeorological Modelling and Forecast for Environmental Protection.

Az angol, vagy orosz nyelven elhangzott előadások igen jó áttekintést adtak a speciális célú meteorológiai előrejelzések módszeréről, technikájáról és gazdasági vonatkozásairól, a meteorológiai szolgáltatás hatékonyságáról a két szomszédos országban.

A tudományos előadásorozatot a Magyar Meteorológiai Társaság nevében *Ambrózy Pál* a KMI igazgatója zárta be, méltatva a lezajlott vándorgyűlés eredményeit. *Ferdinand Šmaj*

a Szlovák Meteorológiai Társaság elnöke – mint a következő vándorgyűlés házigazdája – bejelentette, hogy az 1991. évi vándorgyűlést a Magas-Tátrában – a Késmárk melletti Mlyucekyben – rendezik. Témája az aerológiához, a hegyvidéki időjáráselőrejelzésekhez, a hegyvidék klimatológiájához kapcsolódik majd.

Augusztus 23-án délután tanulmányi kirándulás során a vándorgyűlés résztvevői a KEI-t látogatták meg, ahol *Kapovits Albert* igazgató fogadta a vendégeket. Köszöntője után került bemutatásra a KEI tevékenységét ismertető angol nyelvű videofilm. A főleg csehszlovák vendégek ezután az intézet egyes részlegeit tekinthették meg. A krónikás megkockáztathatja annak kinyilvánítását, hogy a gödöllői vándorgyűlés tudományos programját tekintve eredményes és hasznos volt.

Maller A.

KONFERENCIA AZ ÉGHAJLATVÁLTOZÁS VÁRHATÓ HATÁSAIRÓL

A Meteorológiai Világszervezet (WMO) meghívására a Finn Környezeti Minisztérium, a Finn Meteorológiai Intézet, a Nemzetközi Hidrológiai Program (IHP) és a Finn Nemzeti Víz és Környezeti Bizottság nemzetközi konferenciát szervezett nemzetközi szervezetek (UNESCO, UNEP, IAHS, IIASA) támogatásával, *Climate and Water (Éghajlat és Víz)* címmel a finn fővárosban, *Helsinki*-ben, 1989. szeptember 11 és 15 között. A konferencián a magyar szolgálat is képviseltette magát *dr. Antal Emánuel* elnökhelyettes és *dr. Dunkel Zoltán* személyében. A konferencia fő célja a feltételezett éghajlatváltozás vízrendszerre gyakorolt hatásainak vizsgálata volt. Az ötnapos tanácskozás során több mint ötven előadás hangzott el, amely részben különböző modellek segítségével, részben a vízzel kapcsolatos méréseken keresztül taglalta a várható hatásokat. A konferencia négy fő és több alszekcióra bomlott, a vizsgált kapcsolat sokrétűségének megfelelően:

1. szekció: Az éghajlati rendszer értelmezése, változékonysága és képessége a változásra.

2. szekció: Az éghajlat és a hidrológiai ciklus, 2.1 Tengerek és óceánok; 2.2 Csapadék és eva-

potranspiráció; 2.3 Talajnedvesség; 2.4 Hó és jég; 2.5 Édesvizek (folyók, tavak, tárolók); 2.6 Talajvíz.

3. szekció: Az éghajlatingás és -változás hatásai; a hidrológiai változókban mutatkozó változás. 3.1 Víz-környezet; 3.2 Földi környezet; 3.3 Parti zóna és hajózás; 3.4 Városi és ipari vízellátás és csatornázás; 3.5 Energiatermelés; 3.6 Antropogén eredetű éghajlatváltozás és a vízgazdálkodás).

4. szekció: Választási lehetőségek a politikában.

Magyar szerzőtől elhangzott előadások: A talajnedvesség vegetációs perióduson belüli változásának követése mérésrel és számolással Magyarországon (*Dunkel Z.*, 2.3). A hidrometeorológiai elemek jellemzése (*Winter, J.* 2.2). Egy komplex modell a környezet értékelésére (*Kőrös K.* 3.3). A víz források változása (*Nagy L. S.* 3.4).

A konferencián elhangzott előadásokat a Finn Tudományos Akadémia két kötetben adta ki.

Dunkel Z.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelem szerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket frunk. Az irodalom felsorolása a **cikk végén** a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 64–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Mészáros Ernő

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 135-3500

Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 122-1285

Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223

Felelős kiadó: Németh Jenő vezérigazgató

89. 928., Állami Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329