

300.004

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
94. ÉVF. * 6. SZÁM * 1990. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

<i>Katsoulis, B. D.</i> : A légköri kénmérleg Görögország fölött (angol nyelven) 313
<i>Kuchar, L.</i> : A csapadék és a hőmérséklet előrejelzése a tavaszi búza vegetációs időszakára (angol nyelven) 324
<i>Glasnović, Z.—Fančović, M.</i> : Fényelektromos (víz)szivattyúzási rendszer analitikai modellje (angol nyelven) 330
<i>Mészáros Ernő—Pálvölgyi Tamás</i> : Légkör hatása a Szászország bolygóra (angol nyelven) 339
<i>Geresdi István</i> : Kis zivatarfelhő modellezése két-dimenziós felhő modellel (angol nyelven) 346
<i>Matyasovszky István</i> : Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei I. 361
Irodalom 369
Krónika 370

CONTENTS

<i>Katsoulis B. D.</i> : The atmospheric sulfur budget over Greece (in English) 313
<i>Kuchar L.</i> : Forecasting of the total precipitation and mean air temperature during the vegetation period of spring wheat (in English) 324
<i>Glasnović Z.—Fančović M.</i> : An analytical model of photovoltaic water pumping system (in English) 330
<i>Mészáros, E.—Pálvölgyi, T.</i> : Daisyworld with an atmosphere (in English) 339
<i>Geresdi, I.</i> : Two-dimensional simulation of a small hailstorm (in English) 346
<i>Matyasovszky, I.</i> : Methods of spectral analysis of climatological time series I. 361
Literature 369
Chronicle 370

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 94. * NO. 6 * NOVEMBER—DECEMBER 1990 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő — Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légekőrfizikai Intézet

1675 Budapest, Pf. 39.

Telefon: 158-5711

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG — EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
ANTAL E. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BÖHME, W. (Potsdam)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
CZELNAI R. (Geneva)	SAMAJ, F. (Bratislava)
FARAGÓ T. (Budapest)	SPÁNKUCH, D. (Potsdam)
FISHER, B. (London)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
GEORGII, H.-W. (Frankfurt a. M.)	SZEPESI D. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	TAYLOR, F. W. (Oxford)
HAMAN, K. (Warsaw)	TÁNCZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VITEK, V. (Praha)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)	WHELPLEDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR GY. (Budapest)	WIRTH E. (Budapest)
MESINGER, F. (Beograd)	ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Műszaki szerkesztő — Technical Editor
SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

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

Editorial Office: H—1525 Budapest, P. O. B. 38. This journal, published bimonthly, can be purchased from the distributor: KULTURA, H—1389 Budapest, P. O. B. 149
The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

The atmospheric sulfur budget over Greece

B. D. KATSOULIS

*Division of Astro-Geophysics
Department of Physics, University of Ioannina
45110, Ioannina — Greece*

This paper presents the atmospheric sulfur budget for the region of Greece, including sea area. Anthropogenic and natural emission fluxes are estimated from information in the literature; wet and dry deposition fluxes are determined from both EMEP measurements and modelling results; and the inflow and outflow terms are based on EMEP modelling results. For sulfur, the total inputs and outputs for the region range from 0.34 to 0.46 TgSy⁻¹ and 0.64 ($\pm 50\%$) TgSy⁻¹, respectively. Anthropogenic emission does not seem to dominate the inputs, accounting for approximately 45% of the total inputs for sulfur. The three output terms are of similar magnitude, but all have considerable uncertainties (ca 50%). The cycling of S in the atmosphere over Greece does not have common features with that in other regions (e.g. west-central Europe), in that anthropogenic S dominates the natural cycle of the substance. Emissions within the region significantly exceed inflows to the region, and the region is a net exporter of sulfur.

*

A légköri kénmérleg Görögország fölött. A cikk bemutatja a szárazföldi és tengeri görög területek légköri kénmérlegét. A szerző az emberi tevékenység miatti és a természetes kibocsátást irodalmi adatok alapján becsüli meg, míg a száraz és nedves ülepedés, valamint a be- és kiáramlás mértékének meghatározásához EMEP méréseket és modell-eredményeket használ. Az ország levegőjébe jutó kénmennyiség évente 0,34–0,46 Tg között mozog, míg a ki-jutó tömeg 0,64 ($\pm 50\%$) Tg-mal egyenlő. A teljes kibocsátásnak 45%-a antropogén, azaz a természetes források is jelentős erősségűek. A két ülepedési fajta és a kiáramlás erőssége összevethető egymással, de mindegyikük kb. 50%-os hibát tartalmaz. A Görögország fölötti kén-ciklus különbözik Európa nyugati és középső részeire megbecsült körforgalmaktól, ahol az emberi tevékenység szerepe meghatározó. A görög területek kibocsátásának erőssége jelentősen meghaladja a levegőben beáramló kén tömegét, így az ország ként exportál más vidékek fölötti levegőbe.

1. Introduction

The climatological data that are used in describing long-range transport and deposition, as well as budget of air pollutants can be obtained from three kinds of information. The first is the surface and upper air measurements made on a routine basis around the region. The second information is a set of derived weather types from the classification of individual large-scale synoptic patterns. The statistics of occurrence of a given type and its evolution are very useful in understanding the overall flow configurations and the inputs and

outputs of air pollutants in a region. A third information is a derived data set from numerical weather forecasting models, which supply horizontal and vertical winds with other pertinent fields. Some data of these kinds are described at first briefly, in order to get an assessment of the contribution of different source areas to the air pollutant concentrations, depositions, and their budget in the Greek region. Then, the paper attempts to estimate the atmospheric sulfur budget for the region. When discussing budgets of sulfur (and nitrogen) as pollution problem; usually the investigation covers the sources and sinks of sulfur compounds as well as inflows and outflows of this pollutant. Consequently, the purpose of this study is to estimate the various budget terms, i.e. man-made emissions; natural emissions, flows from outside the region, wet and dry deposition, and outflows across the boundaries of the region, of this limited area of the Earth.

Several investigations concerning regional or sub-continental scales have been published during the recent decade, or so. The most well-known of these works are those referred mainly to sulfur budgets of central and NW Europe (Granat *et al.* 1976; Rodhe, 1978; Rodhe and Granat, 1983; Mészáros, 1983; Garland, 1977) and the Eastern United States and Canada (Galloway and Whelpdale, 1980; Galloway *et al.*, 1984). In addition, attempts have been made to estimate budgets of sulfur in the atmosphere over limited areas, for instance in Hungary, European USSR, and Federal Republic of Germany (Várhelyi, 1982; Vasilenko *et al.*, 1988; Georgii and Perseke, 1979). Finally, modelling of the emissions, concentrations, long-range transports and depositions of air pollutants for some sub-continental and continental areas has been quantified using a number of simple trajectory models (OECD, 1977; Eliassen, 1978; Dovland and Saltbones, 1979; Ferm *et al.*, 1984; Eliassen *et al.*, 1988).

The data used in this paper have been collected from the EMEP—CCC (Reports. 3/87, Eliassen *et al.*, 1988). The EMEP network includes only stations in rural areas which are not influenced by local sources. Calculations are made from available annual data (1983—1985), at the Greek EMEP-site Aliartos ($\varphi = 38^{\circ} 13' N$, $\lambda = 23^{\circ} 00' E$, 110 m). Unfortunately, there are at least two problems with the data: (i) several monthly data sets have not been reported and the completeness is very low; (ii) more than 50% of the SO_2 concentrations are below the detection limit. Nevertheless, an overall view of emissions, depositions and transboundary flows could be estimated.

2. Physical aspects

2.1. Geographical features. Greece lies between about $35^{\circ} N$ and $42^{\circ} N$, and between $20^{\circ} E$ and $28^{\circ} E$ as shown in *Figure 1*. Its east-west extent is approximately 600 km, and its average north-south extent is about 800 km. The sea encloses the Greek area except along the north borders which are the boundaries from the Balkan countries. The coastline is very irregular, having many indentations. It is commonly divided into three major geographical areas:

- (i) the western coastal areas, including the Ionian Sea and its islands;
- (ii) the eastern coastal regions, including the Aegean sea with the islands of the Greek Archipelago; and
- (iii) the main land peninsula with the inland mountain ranges extended from north-west to south-east.

These divisions must be kept in mind when discussing the flow climatology and airborne transboundary transport of sulfur over Greece.

The topography behind the coastlines of the Ionian and Aegean Sea is complex; it provides both barriers to and channels for air flows that bring at times extremely different air masses to the region.

2.2. Flow climatology of the Greek region. In order to assess the contribution of different source areas to the pollutant transport and budget over the region, flow climatologies were analyzed.

The modified trajectory model of the Air Resources Laboratory (Harris, 1982) was used to identify origins of airflow patterns. This model calculates trajectories to each receptor twice daily at standard pressure surfaces.



Fig. 1. Map of the Greek region

For the calculation of the back trajectories from Greece, the 700 and 850 hPa standard levels were chosen as the most representative of the main wind flow. The model utilizes the average observed winds at these levels. The length of each trajectory was chosen as four days backward in time. However, some calculations were terminated early, either because (i) the trajectory extended beyond the area of interest, or (ii) no meteorological stations within a predetermined „radius of influence” from the trajectory position reported observations. Most of these trajectories cover a distance between 1,800 to 2,400 km with high wind speeds ($5-7 \text{ ms}^{-1}$) indicating good ventilation and dilution of pollutants. The study used five years data (1983-1987). The procedure for classifying the trajectories arriving in Greece is shown in *Figure 2*. Trajectory direction was divided into four distinctive classifications (W to N; N to E, E to S and S to W). These four sector categories are as follows:

1. Influence of maritime air masses from NW Europe reaching Greece (Aliartos, EMEP station); evenly distributed throughout the year.

2. North-eastern continental flow originating from eastern Europe and north-western Asia and most frequent during the summer period.
3. South-eastern flow from Northeast Africa and Middle East, infrequently observed and occurring during fall.
4. South-western or western flow from Northwest Africa and/or from middle Atlantic, most frequent during winter time.

TRAJECTORIES TO GRI(38.22N, 23.00E) 87005 - 1/ 5/87 .

A: 0Z 850 MB C: 12Z 850 MB
 B: 0Z 700 MB D: 12Z 700 MB

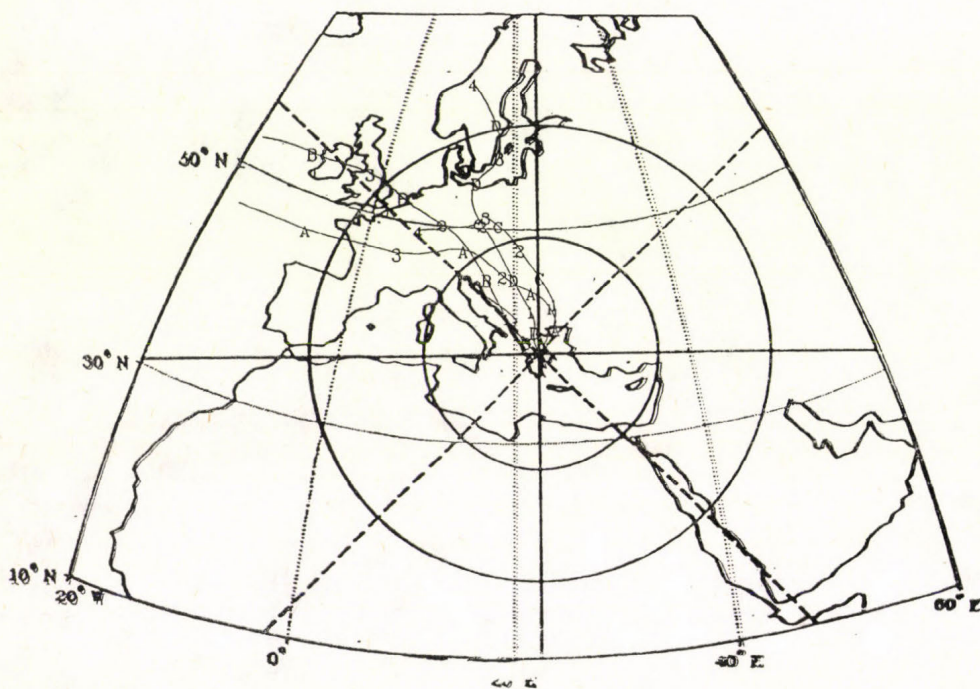


Fig. 2. The classification system used for the period of study. A typical example of NW trajectories is shown for one day (5 January, 1987). A, B, C and D refer to time and pressure level of the trajectory. Each number is the day back in time from the origin of the trajectory

These four air flow patterns were evaluated in conjunction with the weather types featuring the Greek region. From the aspect of pollution transport and budget within this region, the flow pattern that exerted a rather long range transport was that from the north-western Europe, the most frequent trajectory path, and predominated in the winter (38%). The western to southwestern flow crossing the Mediterranean and reaching Greece was the second most frequent trajectory path (28%), and predominated during fall and winter seasons. The northeast continental flow was the third most frequent trajectory path (21%), and predominated during summer season. The southeastern flow from the eastern Mediterranean, and Northeast Africa infrequently observed and occurring mainly during the spring and autumn seasons (6%). The remaining category covers the case of south to south-western flow (7%).

3. The box model for sulfur dioxide (SO_2) and sulfate (SO_4^{2-}) particles over Greece

In a box model the spatial distribution of the compound inside the box is not explicitly considered. In most cases it is rather assumed that the conditions inside the box are reasonably homogeneous. The advantage of a box model is that it may enable an overall assessment to be made of the time scales involved and of the relative importance of various transformation and removal processes without laborious computations. Usually, the discussion is limited to steady state situations where sources and sinks balance each other.

In this method the atmosphere over Greece, up to the tropopause is considered as a box with no vertical exchange with the atmosphere. (Transport to the stratosphere is not an important process for sulfur species of short residence time.) It is not assumed any accumulation of sulfur into the box over a year's period. This means that the gains and losses of the box (included also the role of horizontal atmospheric transport) are equal on an annual average.

If M_{SO_2} and M_{SO_4} represent the masses of SO_2 and sulfate in the box at time t , then the mass balance of these quantities are governed by (Slinn, 1980)

$$\frac{dM_{SO_2}}{dt} = E_m + I_m - (D_d + D_w + T + I_e) \quad (1)$$

$$\frac{dM_{SO_4}}{dt} = T + I'_m - (D'_d + D'_w + I'_e) \quad (2)$$

where, E_m , is the total SO_2 emission (man-made and natural); I_m , I'_m ; are the import terms of SO_2 , SO_4^{2-} and I_e , I'_e , are the export terms of SO_2 , SO_4^{2-} by atmospheric transport; D_d and D'_d , are the dry depositions of SO_2 , SO_4^{2-} ; D_w and D'_w , are the wet deposition of SO_2 , SO_4^{2-} while T is the amount of SO_2 transformed into sulfate within the box. If the concentration of the two species is not changing, then a steady state may be pressured in which $\frac{dM_{SO_2}}{dt} =$

$= 0$ and $\frac{dM_{SO_4}}{dt} = 0$. Consequently, the mass balance equations for SO_2 and sulfate can be presented separately, as follows:

$$E_m + I_m = D_d + D_w + T + I_e \quad (3)$$

$$T + I'_m = D'_d + D'_w + I'_e \quad (4)$$

Let $\Delta I = I_m - I_e$ and $\Delta I' = I'_m - I'_e$, then it follows from equations (3) and (4) that

$$\Delta I = D_d + D_w + T - E_m \quad (5)$$

$$\Delta I' = D'_d + D'_w - T \quad (6)$$

The emission, dry and wet deposition terms as well as the transformation term are determined directly on the basis of atmospheric measurements. Then the transport terms for SO_2 and SO_4^{2-} particles, ΔI and $\Delta I'$, can be derived to balance the Greek region sulfur budget.

4. Sources of sulfur compounds over Greece

The major sulfur containing compounds in the atmosphere are carbonyl sulfide (COS), carbon disulfide (CS₂), dimethyl sulfide ((CH₃)₂S), hydrogen sulfide (H₂S), sulfur dioxide (SO₂), and sulfate (SO₄²⁻). The sources of atmospheric sulfur compounds are biological decay, combustion of fossil fuels and organic matter, and sea spray. Natural and anthropogenic emissions occur as SO₂ (or as H₂S and other reduced sulfur species that are rapidly oxidized to SO₂), which may be removed by wet or dry deposition or oxidized to sulfate, which may also be removed by the two processes.

4.1. Anthropogenic emissions. Anthropogenic emissions of SO₂ are estimated to represent an appreciable fraction of the flux of sulfur to the atmosphere. The variations among the estimates are indicative of the degree of uncertainty involved in estimating the global sulfur cycle. The main man-made sulfur sources include domestic heating, power plants, industrial and traffic emissions. The annual total sulfur emissions to the atmosphere of Greece, based on the yearly average values for the period 1983—1987 (*Eliassen et al.*, 1988), are 0.18 TgSy⁻¹. The accuracy of this value is estimated to lie within the year to year variation in emission figures (10%) during the years 1978 to 1987 (*Mylona*, 1989).

4.2. Natural sources. Natural sources of sulfur include sea-spray, aeolian weathering of soils, emissions by volcanoes and geothermal areas, biomass burning, and biogenic emissions from soils, plants, wetlands and the ocean. Few reliable measurements of natural emissions exist world-wide and estimates of their magnitudes vary widely. Often, natural emissions have been derived to balance either regional or global budgets. Based on the information available in the literature, natural emissions of sulfur in Europe have been estimated to be less than 10% of the total emissions (*EMEP/CCC*, 1981).

The natural source strength of sulfur compounds can be estimated on the basis of a data compilation by *Katsoulis and Whelpdale* (1989). By taking into account the average southeast Europe emissions of sulfur compounds of 0.3—0.9 TgSy⁻¹ obtained by the above authors and the territory of Greece (long coastal wetlands and volcanoes), the yearly amount of natural sulfur emissions are estimated to have an order of magnitude of 0.14—0.26 TgSy⁻¹. It seems that this range is too high. First, this portion of the area consisting of a small land and an inland sea is less exposed to high wind and storm conditions than is the open ocean and would likely have a sea-spray production rate substantially less than a broader average. Second, it is estimated that around 90% of the spray sulfur produced is redeposited to the sea surface. The only important direct atmospheric source of sulfate particles, the oxidation of SO₂ into sulfate (SO₄²⁻) will be discussed later.

5. Sinks of sulfur compounds

5.1. Wet deposition. Measurements of precipitation composition in Greece are not available. Then, wet deposition in this region is determined by deposition maps based on EMEP model calculations (*Eliassen et al.*, 1988). On the basis of a contoured wet deposition field for 1985, we estimate sulfate deposition to the land surface of the region to be approximately 0.10 TgSy⁻¹ (0.8 g Sm⁻²y⁻¹ × 0.132 × 10¹² m²). The year to year variability of the total deposition to the country, based on the annual budgets (for the period 1979 to 1988), is

small (at about 5%); therefore, using only 1985 does not introduce a large bias into the calculations. Deposition over the sea, as determined by the model, was not available, but based upon mapped contours and gradients, the deposition of sulfate is approximately $0.4 \text{ g Sm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ for a deposition to the sea of 0.12 TgSy^{-1} ($0.4 \text{ g Sm}^{-2} \text{ y}^{-1} \times 0.29 \times 10^{12} \text{ m}^2$). Our method of obtaining deposition from map contours may have introduced some uncertainty into the model estimate. To date detailed comparisons of observed and calculated wet and dry deposition in this region have not been carried out. Nevertheless, the reasonable agreement obtained for most of Europe engenders confidence in the model results. We have no reason to suspect that the model underestimates wet deposition.

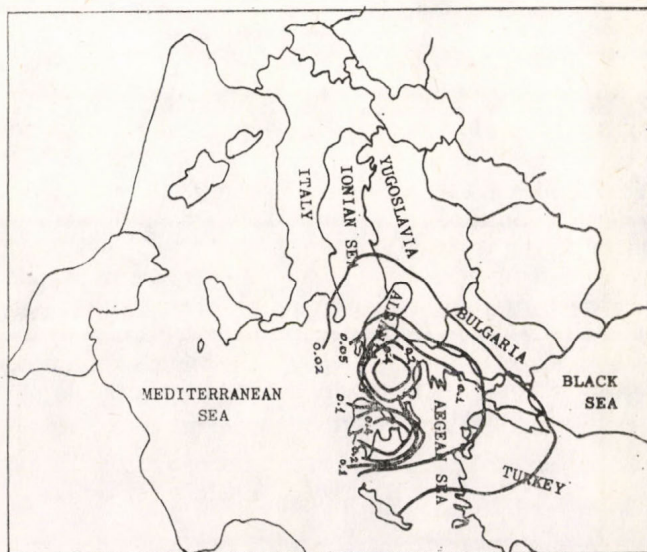


Fig. 3. Total deposition of sulfur from Greek sources for the 1985 (in gm^{-2} as S)

5.2 Dry deposition. Dry deposition is usually described by the deposition velocity, $v_d = F/C(z)$, where F is flux towards the ground and $C(z)$, is concentration at a reference height.

One EMEP station in the region reports measuring sulfur dioxide and particulate sulfate. We have used the concentration data from this station for the years 1983 through 1985, along with contoured concentration field prepared by the EMEP program (*EMEP—CCC*, 1987) to estimate regional concentration values. For sulfur dioxide, the regional average concentration over land is $4.4 \pm 1.0 \mu\text{gSm}^{-3}$ and over the sea it is $3.0 \pm 1.0 \mu\text{gSm}^{-3}$. For sulfate, the corresponding values are $1.3 \pm 0.7 \mu\text{gSm}^{-3}$ over land and $2.0 \pm 1.0 \mu\text{gSm}^{-3}$ over sea.

Taking into consideration the geographical characteristics of the country and the various types of vegetation and soil, average deposition velocities of 0.2 and 0.6 cms^{-1} for sulfur dioxide and 0.2 and 0.4 cms^{-1} for sulfate were used, for the plains and forest-covered mountainous regions, respectively. Plains and basins cover approximately 20% and mountainous regions about 80% of the land area. These values of deposition velocities are in accordance with those suggested by the workshop of the International Symposium on Sulfur in the Atmosphere held in 1977 (*Husar et al.*, 1987). Over the sea a deposition velocity of 0.4 cms^{-1} was used for both sulfur dioxide and sulfate.

Based on available concentration measurements, the total sulfur dry deposition in Greece is estimated to be 0.12 TgSy^{-1} to land (0.095 TgSy^{-1} from SO_2 and 0.019 TgSy^{-1} from SO_4^{2-}) and 0.18 TgSy^{-1} to the sea (0.11 TgSy^{-1} and 0.07 TgSy^{-1} from SO_2 and SO_4^{2-} , respectively). The overall uncertainty in these figures is estimated to be about 50%.

Figure 3 is a computer produced map for the calculated sulfur distribution of total deposition based on model (Eliassen *et al.*, 1988, EMEP/MSC-W, Rep.

TABLE 1
Mean concentrations (μgSm^{-3}) for 8 transport sectors at Aliartos station
(U indicates undecided direction of transport)

Sector component	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	U
$\text{SO}_2\text{-S}$	8.9	1.4	0	0	0	4.0	6.2	5.9	3.8
$\text{SO}_4\text{-S}$	1.1	0.7	0	0	0	1.3	1.7	1.7	1.0

1/88, Annex B). The map represents 1985 conditions, but not necessarily mean general conditions. The most probable dominant pathways for transport of sulfur to the region was from the industrialized north-western Europe, according to the direction of origin of the air as determined by trajectories. The dependence of concentrations on transport direction must reflect the position of major source areas. Results of a sector analysis for 1985 for the Aliartos station are presented in Table 1. The analysis shows that sectors with high mean concentrations are generally directed towards major sulfur emission areas which are highly industrialized.

6. Amount of SO_2 transformed to sulfate (SO_4^{2-})

The atmospheric $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ oxidation can be taken as a first order reaction; therefore, the sulfate amount formed from SO_2 is given by

$$T = kM(\text{SO}_2) \quad (7)$$

where, k is the rate constant of the $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ oxidation and $M(\text{SO}_2)$ is the total SO_2 content of the box over Greece. The average conversion rate is likely to be in the range $0.007\text{--}0.04 \text{ h}^{-1}$ for European conditions (e.g. Eliassen, 1978; Horváth and Bónis, 1980). A value of 0.035 h^{-1} for k has been adopted in the calculations referred to this section. The scale height of SO_2 is approximately 800 m over Greece according to Dayan and Miller (1987). This gives 1060 t of S for $M(\text{SO}_2)$ when the average atmospheric ground surface SO_2 concentration of $5 \mu\text{gSm}^{-3}$ is taken into account. Then the value of T equals to 0.16 TgSy^{-1} .

The values of the components of the SO_2 , SO_4^{2-} determined in the preceding sections as well as the value of T are given in Table 2. We choose to use the upper limit of the two values which bound the range of sulfur total emissions ($0.32\text{--}0.44 \text{ TgSy}^{-1}$), since the magnitudes of many of the natural emission terms are realistic probably at the higher values of the range.

It can be seen that the different removal processes are of about the same importance in the case of SO_2 . These processes are able to overcompensate the Greek SO_2 emissions on a yearly average.

About 50% of the SO_2 transformed to sulfate is removed by dry deposition of sulfate particles. The wet deposition of sulfate particles seems to play

a moderate role in raining and washing out of sulfur from the atmosphere over Greece.⁽¹⁾

The values of ΔI and $\Delta I'$ are also shown in Table 2. The positive sign of ΔI means that larger amounts of SO_2 molecules are inflowed over Greece then deposited on the ground surface. The negative sign of $\Delta I'$ means that larger amounts of sulfate particles are produced over Greece then deposited on the surface. It can be said that a sulfur amount corresponding to about the whole

TABLE 2
The components of the atmospheric sulfur budget over Greece
(TgSy^{-1})

Component	SO_2	SO_4^{2-}	Total
E_m	0.44	—	0.44
T	0.16	0.16	—
D_d	0.21	0.09	0.30
D_w	0.22	—	0.22
$\Delta I, \Delta I'$	+0.15	-0.07	+0.08

of the Greek sulfur emissions is removed in the region by dry and wet deposition of SO_2 and sulfate particles.

7. Inflows and outflows

The determination of sulfur inflows and outflows for Greece is rather difficult without direct measurements of these fluxes. However, we do have available model-based budget calculations for EMEP countries (*Eliassen et al.*, 1988) which can be used. Using Tables 3.6—3.8 in *Eliassen et al.* (1988), three year (1983—1985) average outflows and inflows are determined for land area of the region. For Greece, the total sulfur inflows and outflows for the country are 17 and 122 GgSy^{-1} . The two major inputs of sulfur to the atmosphere of Greece are anthropogenic emissions and volcanic emissions (180 GgSy^{-1}). On the basis of these estimates, a great part of Greece's emissions flows out the region. The inflow from anthropogenic emissions outside the region is lower than the emissions within the region.

8. Atmospheric sulfur budget

The approximate sulfur budget for Greece is summarized in *Table 3*, and shown schematically in *Figure 4*.

The anthropogenic emissions within the region are balanced with natural emissions, whereas inflow from outside the region provides smaller but still significant amounts.

The output terms are less certain than the inputs. It can be seen that the different removal processes dry and wet deposition are almost of the same order. The derived estimates for wet and dry deposition are most suspect, and they

(1) The Editor of this journal believes that this statement is very questionable and further research is needed in this respect.

TABLE 3
Atmospheric sulfur budget for Greece

Term	Sulfur Flux (TgSy ⁻¹)
<i>Inputs</i>	
Anthropogenic emissions	0.18
Natural emissions	0.14–0.26
Inflows	0.02
T o t a l	0.34–0.46
<i>Outputs</i>	
Wet deposition	0.22
Dry deposition	0.30
T o t a l	0.64

may well be high. Uncertainties in the input and output terms are probably approximately 20–50%. Additional representative measurements of both precipitation and air constituents are required to permit refinement of the budget. Using the combination of measurements and modelled values they will be permitted some useful checks on consistency of estimates and budgets.

9. Concluding remarks

Our main concern in this work was to present briefly a flow climatology for the Greek region in order to obtain an insight of the climatology of inflows, deposition and outflows of the sulfur air pollutant in the area. Beginning with a description of well-known geographical features of the Greek region, special studies of the trajectory climatology and the atmospheric sulfur budget are followed.

It must be noted that the reliability of our results based on the comparison of the emission and deposition of sulfur over Greece is highly affected by the uncertainties of the data taken into consideration. This is true in particular concerning the value of the emission used. Thus the present work can only be regarded as a preliminary assessment of the Greek sulfur budget. The main aim of this paper has been to present a way to evaluate the sulfur budget of the

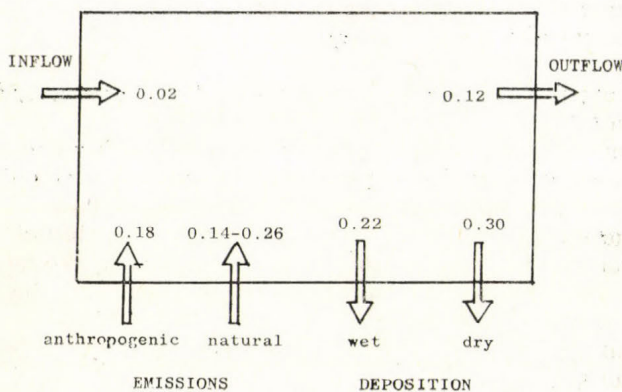


Fig. 4. Schematic representation of the atmospheric sulfur budget for Greece (TgSy⁻¹)

region. Further research is needed in this field, at first in order to get more precise data regarding to both the emission and deposition on the basis of which more reliable conclusions can be drawn and, on the other hand, in order to follow the changes in time occurring in the sulfur budget.

REFERENCES

- Dayan, U. and Miller, J. M., 1987: Meteorological and climatological data for the assessment of atmospheric transport of pollutants in the Mediterranean Basin. U.S. Dept. of Commerce, NOAA, ERL, Air Res. Lab., Report.
- Dovland, H. and Saltbones, J., 1979: Emissions of sulfur dioxide in Europe, 1978. Report EMEP-CCC, 2/79, Norwegian Institute for Air Research, Lillestrøm.
- Eliassen, A., 1978: The OECD study of long-range transport of air pollutants. Long-range transport modelling. *Atmos. Environ.* 12, 479-487.
- Eliassen A., Hov, O., Iversen, T., Saltbones, J. and Simpson, D., 1988: Estimates of airborne transboundary transport of sulfur and nitrogen over Europe. EMEP/ MSC-W, Report 1/88. Norwegian Meteorol. Institute, Meteor. Synth. Centre-West (MSC-W), Norway.
- EMEP/CCC, 1981: Addendum to Summary Report from the Chemical Coordinating Centre for the First Phase of EMEP. Report 4/80. Lillestrøm, Norw. Inst. Air Res., Norway.
- EMEP/CCC, 1987: Summary Report from the Chemical Co-ordinating Centre for the Third Phase of EMEP. Report 3/87. Lillestrøm, Norw. Inst. Air Res., Norway.
- Ferm, M., Samuelsson, U., Sjödin, A. and Grennfelt, P., 1984: Long-range transport of gaseous and particulate oxidized nitrogen compounds. *Atmos. Environ.* 18, 1731-1743.
- Garland, J. A., 1977: The dry deposition of sulfur dioxide to land and water surfaces. *Proc. Roy. Meteor. Soc.*, 354, 246-269.
- Galloway, J. N. and Whelpdale, D. M., 1980: An atmospheric sulfur budget for eastern North America. *Atmos. Environ.* 14, 409-417.
- Galloway, J. N., Whelpdale, D. M. and Wolff, G. T., 1984: The flux of S and N eastward from North America. *Atmos. Environ.* 18, 2595-2607.
- Georgii, H.-W. and Perseke, C., 1979: Some results on wet and dry deposition of sulfur compounds. *Procs. First European Symposium on Physico-chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants*. Ispra, Italy, 16-18, October 1979.
- Granat, L., Rodhe, H. and Hallberg, R. O., 1976: The global sulfur cycle. *Ecolog. Bull.* (Stockholm) 22, 89-134.
- Harris, J. M., 1982: The GMCC Atmospheric Trajectory Program. NOAA Tech. Memo. ERL-ARL-116, Air Resources Laboratory, Boulder, CO, 30 pp.
- Horváth, L., and Bónis, K., 1980: An attempt to estimate the rate constant of sulfur dioxide-sulfate conversion in the urban plume of Budapest. *Időjárás* 84, 190-195.
- Husar, R. B., Lodge, J. P. and Moore, D. J. (eds.), 1978: Proceeds. of the International Symposium on „Sulfur in the Atmosphere”. *Atmos. Environ.* 12, 14-17.
- Katsoulis, B. D. and Whelpdale, D. M., 1989: The atmospheric sulfur and nitrogen budgets for Southeast Europe. Submitted to *Atmos. Environ.* (to appear).
- Mészáros, E., 1983: Atmospheric sulfur budgets over continental regions. In *Ecological Effects of Acid Deposition, National Swedish Environment Protection Board*. Rep. PM 1636, 89-93.
- Mylona, S. N., 1989: Detection of sulfur emission reductions in Europe during the period 1979-1986. EMEP/ MSC-W, Rep. 1/89. Norwegian Meteorol. Institute, Meteor. Synth. Centre, West (MSC-W), Norway.
- OECD, 1977: The OECD programme on long-range transport of air pollutants. *Organization for Economic Cooperation and Development*, Paris.
- Rodhe, H., 1978: Budgets and turnover times of atmospheric sulfur compounds. *Atmos. Environ.* 12, 671-680.
- Rodhe, H. and Granat, L., 1983: Summer and winter budget for sulfur over Europe; an indication of large seasonal variation of residence time. *Időjárás* 87, 1-6.
- Slinn, W. G. N., 1980: Relationships between Removal Processes and Residence Times for Atmospheric Pollutants. *AIChE Symposium Series*, 196, 76.
- Várhelyi, G., 1982: On the atmospheric sulfur budget over Hungary. *Időjárás* 86, 333-337.
- Vasilenko, V. N., Nazarov, I. M. and Fridman, Sh. D., 1988: The atmospheric deposition of sulfates and nitrates in the USSR. *Időjárás* 92, 255-262.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

Forecasting of the total precipitation and mean air temperature during the vegetation period of spring wheat

L. KUCHAR

*Land Reclamation and Improvement Faculty,
Agricultural University—Wrocław
ul. Grunwaldzka 53, PL—50357 Wrocław (Poland)*

The probability distributions of mean temperature and total precipitation during the vegetation period of spring wheat are presented. The conditional distribution of mean air temperature and total precipitation is constructed to determine the probability of given meteorological conditions. The model validation proved the method to correctly illustrate the forecasting of described parameters during the vegetation period of spring wheat in different parts of Poland. The method is illustrated by the example of 1980 with extreme weather conditions and data obtained at the Experimental Station of Agricultural University of Wrocław.

*

A csapadék és a hőmérséklet előrejelzése a tavaszi búza vegetációs időszakára. A megelőző fenofázisok meteorológiai jellemzőinek figyelembevételével a hőmérséklet és a csapadékmennyiség feltételes valószínűségi eloszlása megbecsülhető és ennek segítségével e két meteorológiai elem előrejelezhető. A Lengyelország különféle területeire vonatkozó számszerű eredmények igazolták az adott modell hatékonyságát. A jelenlegi cikkben az eljárást a wroclawi megfigyelési adatsorra elvégzett számítások illusztrálják.

Introduction. Water and thermal conditions are basic meteorological factors affecting the yield. Their role in and influence on the development of plant, is the subject of a large number of studies (*Panofsky and Brier, 1972*). However, one of the most important problems is the prediction of the above random variables with as long time horizon as possible. Such prediction is not only very important for yield forecasting, but for other branches of agriculture as well (prediction of plant phenology, soil moisture, programing of farm works and others (*Primault, 1980; Robertson, 1983*)). The above problems implied a lot of investigations (*Report, 1985; WCAP, 1983; Vaidyanathan, 1980*).

In this paper some investigations concerning the longterm prediction of mean temperature and total precipitation are presented. A weather-crop model of spring wheat is a basic application of the following method.

1. Meteorological variables and forecast

Let us define the following dates of phenological stages:

x_1 — the date of emergence;

x_i — observation date of stage No. i , ($i = 2, \dots, n-1$);

x_n — the date of full ripeness;

n — number of stages;

and the random variables:

$p^{(i)}$ — total precipitation from December 1 to date x_i ($i = 1, \dots, n$);

$t^{(i)}$ — mean temperature during period x_1 to x_i ($i = 2, \dots, n$);

Phenological stages are noted according to standard phenological observation (Hodges and Doraiswamy, 1979). The date x_i ($i = 1, \dots, n$) are different from year to year.

The properties of the method significantly depend on probability distribution of random variables $p^{(1)}$ and $(p^{(i)}, t^{(i)})$, $i = 2, \dots, n$. It was proved previously that the above random variables are normally distributed (Kuchar, 1986). Then using the assumption about normality of joint distribution in the form: $(P^{(n)}, t^{(n)}, P^{(1)})$ and $(P^{(n)}, t^{(n)}, P^{(i)}, t^{(i)})$ for $i = 2, \dots, n-1$, the conditional distribution is constructed (Rao, 1973):

$$\Pr (P^{(n)}, t^{(n)} | P^{(1)} = P^{*(1)}) \sim N (\mu^*, \Sigma^*) \quad (1)$$

for date x_1 ;

$$\Pr (P^{(n)}, t^{(n)} | P^{(i)} = P^{*(i)}, t^{(i)} = t^{*(i)}) \sim N (\mu^*, \Sigma^*) \quad (2)$$

for date x_i ($i = 2, \dots, n-1$);

where

μ^* — conditional mean vector;

Σ^* — conditional covariance matrix;

$P^{*(i)}, t^{*(i)}$ — observed value of $P^{(i)}, t^{(i)}$ variable;

Eqs. (1) and (2) include total information about prediction of factors $P^{(n)}, t^{(n)}$ which can made for each date x_1 and x_i ($i = 2, \dots, n-1$).

It is notable that modifying the formulae (1) and (2) as follows:

$$(P^{(k)}, t^{(k)}, P^{(i)}, t^{(i)}) \sim N(\mu, \Sigma)$$

$$\text{for } k = 3, \dots, n; \text{ and } i = 2, \dots, k-1;$$

$$(P^{(k)}, t^{(k)}, P^{(1)}) \sim N(\mu, \Sigma)$$

$$\text{for } k = 2, \dots, n;$$

we obtain the forecasts of total precipitation and mean temperature for each phenological stage which is a considerable generalization of the method.

2. Validation

The following method was pre-tested for spring wheat using the data obtained at Experimental Station of Agricultural University — Wrocław (the normality of distribution $p^{(1)}, (p^{(i)}, t^{(i)})$, $i = 2, \dots, n$ using χ^2 was tested too (Kuchar, 1986).

Based on the positive results, similar forecast procedure for other parts of Poland (represented by six Experimental Stations), has been done. The method has been tested parallelly to the EPM-model (Kuchar, 1989) and then applied in this model. About 100 tests for different years (the total precipitation and mean air temperature were forecast for the date of full ripeness of

wheat) showed that the prediction method correctly evaluated the weather course during the vegetation period of the plant considered.

To measure the goodness — of — fit of the models, the mean relative prediction error $ED(x)$ and standard fitting error ($E_{\sigma(x)}$) described as follows are used (Kuchar, 1989; Winer, 1970):

$$ED(x) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{|x^{(i)} - x_{\text{pred}}^{(i)}|}{x^{(i)}} \cdot 100 \% \quad (3)$$

$$E_{\sigma(x)} = \frac{\sum_{i=1}^m [x^{(i)} - x_{\text{pred}}^{(i)}]^2}{\sum_{i=1}^m [x^{(i)} - \bar{x}]^2} \cdot 100\% \quad (4)$$

where

- $x^{(i)}$ — is the observed value of total precipitation or air temperature;
- $x_{\text{pred}}^{(i)}$ — is the estimated value of total precipitation or air temperature with conditional distribution (1), (2) — using the cross validation method;
- \bar{x} — is the mean value for observations $x^{(i)}$;
- m — is the number of years observed;

TABLE 1

Mean errors $ED(P)$, $ED(t)$, $E_{\sigma(P)}$ and $E_{\sigma(t)}$ computed for seven Experimental Stations situated in different parts of Poland

Type of error	Time (stage) of forecast preparation						
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
$ED(P) \%$	12.3	12.1	11.2	9.9	7.6	5.9	3.4
$ED(t) \%$	5.9	4.1	3.1	2.4	1.8	1.4	1.1
$E_{\sigma(P)} \%$	75.2	72.3	66.9	63.2	48.7	34.0	23.4
$E_{\sigma(t)} \%$	99.6	56.2	48.1	40.3	30.3	21.2	14.1

Both errors for all seven Experimental Stations are presented in *Table 1* with the following notation for phenological stages: (1) emergence; (2) tillering; (3) shooting; (4) heading; (5) flowering; (6) milk ripeness; (7) was maturity.

The error $ED(x)$ computed for mean value \bar{x} (prediction by mean value) is equal to 14.5% for precipitation and 6.3% for mean air temperature and presents a background for the method efficiency. These errors, using the successive data of annual year and forecasts by conditional distribution are reduced to the 3.4% and 1.1% (stage: wax maturity — last prediction), respectively.

Similarly, the error $E_{\sigma(x)}$ decreases from 99.6% to 14.1% for the mean temperature and from 75.2% to 23.4% for the total precipitation. The above fact (observed for both types of error) can be explained by the shorter time horizon of each next forecast, and by the aggregated form of anticipated variables.

The relations $ED(t) < ED(P)$ and $E_{\sigma(t)} < E_{\sigma(P)}$ (observed in *Table 1*), are determined by the fact of better distribution fitting and lower variability for the thermal factor than that for the total precipitation. Only in the case of emergence date (its forecast), temperature prediction error $E_{\sigma(t)}$ is greater than

$E_{\sigma(P)}$ (error is nearly 100%), and it is involved by the fact that the method on start uses only actually observed precipitation.

Summing up, the prediction errors $ED(x)$ and $E_{\sigma(x)}$ using the mean vector of conditional probability distribution, are less than the appropriate prediction errors when using the long-term mean, and it proves the effectiveness of the method.

During the period 1985 to 1989 the method was also used for potatoes and pointed to the possibility of application of the method to other plants.

3. Brief example

The following example illustrates the application of the method for the case of extremal weather conditions in 1980. For that year the conditional mean vector (computed under condition of actual weather data), is well illustrated. The susceptibility of conditional mean vector to actually recorded data is observed too. The data were obtained from the Experimental Station of Agricultural University-Wroclaw.

The meteorological data and phenology for the Collibri variety of spring wheat for the period 1971 to 1985 were prepared as previously described. During this time, the range of precipitation from 313.0 mm to 534.2 mm and tempera-

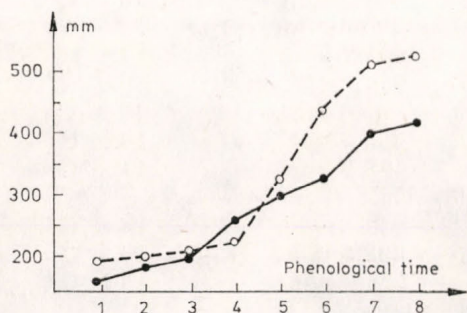


Fig. 1. Illustration of P-variable: 1980 (○) and long period mean (●) for each observed stage of spring wheat

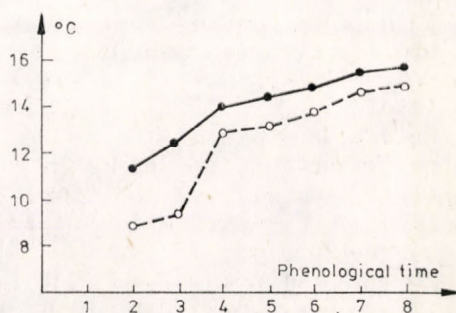


Fig. 2. Illustration of t-variable: 1980 (○) and long period mean (●) for each observed stage of spring wheat

ture from 13.7°C to 17.4°C was observed. The long-period means were 417.6 mm and 15.6°C for total precipitation and mean temperature, respectively. In particular, the 1980 was characterized by very low temperature (only the periods (3)—(4) i.e. shooting-heading were warmer than average) and high variability of rainfall: wet period — its December till tillering, dry — tillering till heading, very wet period — heading till milk ripeness and average wet period — from milk ripeness till full ripeness.

Figure 1 and Figure 2 illustrate the course of total precipitation and mean temperature during 1980 and respective long-period means for each stage.

First, the parameters of probability distributions of random variables $P^{(1)}$, $(P^{(i)}, t^{(i)})$ $i = 2, \dots, 8$ were estimated without the „predicted” year 1980 (in the following example — based on previous investigations — the assumption about normality of variables is used). In the second step, the estimation of parameters of conditional probability distribution (1) and (2) was made. The conditional mean vector (prediction of total precipitation — $P^{(n)}$)

and mean temperature — $t^{(n)} T$), mean of long period and the course of weather in 1980 for both variables — using the described method — looks as follows:

Stage (1) — emergence (date: 1980—05—3)

1980 — $P^{*(1)} = 195.3$ mm
 mean of long period — $\mu_{P(1)} = 143.2$ mm
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 439.2 mm, 15.7 °C

Stage (2) — tillering (date: 1980—05—19)

1980 — $P^{*(2)} = 196.8$ mm, $t^{*(2)} = 8.9$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(2)} = 175.0$ mm, $\mu_{t(2)} = 11.4$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 427.7 mm, 15.1 °C

Stage (3) — shooting (date: 1980—05—25)

1980 — $P^{*(3)} = 200.4$ mm, $t^{*(3)} = 9.2$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(3)} = 195.6$ mm, $\mu_{t(3)} = 12.4$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 413.5 mm, 14.5 °C

Stage (4) — heading (date: 1980—06—19)

1980 — $P^{*(4)} = 218.8$ mm, $t^{*(4)} = 12.9$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(4)} = 251.1$ mm, $\mu_{t(4)} = 14.0$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 384.5 mm, 15.0 °C

Stage (5) — flowering (date: 1980—07—6)

1980 — $P^{*(5)} = 331.5$ mm, $t^{*(5)} = 13.3$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(5)} = 305.3$ mm, $\mu_{t(5)} = 14.5$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 435.2 mm, 14.8 °C

Stage (6) — milk ripeness (date: 1980—07—24)

1980 — $P^{*(6)} = 449.8$ mm, $t^{*(6)} = 13.9$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(6)} = 339.3$ mm, $\mu_{t(6)} = 14.9$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 498.5 mm, 14.9 °C

Stage (7) — wax maturity (date: 1980—08—11)

1980 — $P^{*(7)} = 511.0$ mm, $t^{*(7)} = 14.8$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(7)} = 392.3$ mm, $\mu_{t(7)} = 15.5$ °C
 prediction of mean value $P^{(n)}, t^{(n)}$: 528.6 mm, 15.1 °C

Stage (8) — full ripeness (date: 1980—08—21)

1980 — $P^{*(8)} = 525.5$ mm, $t^{*(8)} = 15.0$ °C
 mean of long period — $\mu_{P(8)} = 417.6$ mm, $\mu_{t(8)} = 15.6$ °C

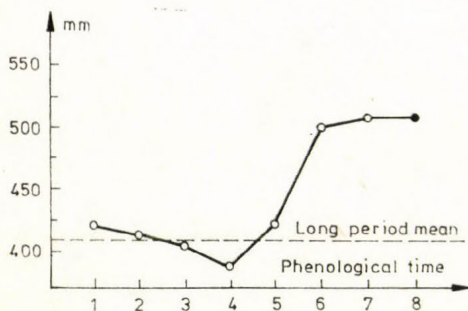


Fig. 3. Illustration of successive forecasts (○) and observed value (●) of total precipitation during the 1980 — spring wheat

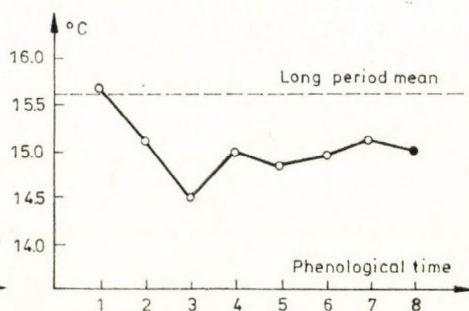


Fig. 4. Illustration of successive forecasts (○) and observed value (●) of mean air temperature during the 1980 — spring wheat

Figure 3 and Figure 4 present the prediction of total precipitation and mean temperature during the vegetation period. On the figures the mean of many years for predicted stage (stage 8 — full ripeness) is presented, too.

4. Conclusion

The investigation presented in this paper can be concluded in following form:

1. The joint distribution of random variables $P^{(n)}$, $P^{(i)}$ $i = 1, \dots, n-1$, $t^{(n)}$, $t^{(i)}$ $i = 2, \dots, n-1$, (normally distributed) give a possibility for the prediction of total precipitation and mean air temperature during the vegetation period using the conditional probability distribution.
2. Results of the computation carried out, based upon the data obtained at the experimental stations in Poland, encourage applying the described method in other domains of agriculture (yield forecasting, phenology forecasting and other).
3. Generalization of the method makes it possible to create a similar prediction for each phenological stage during the vegetation period.
4. The method application is limited by the particular characteristics of plant phenology. Similar variety, soil conditions and optimal agrotechnics is required. Neglect of above assumption can give the error increase of forecasts.

REFERENCES

- Hodges, T. and Doraiswamy, P. C., 1979: Crop phenology literature review for corn, soybean, wheat, barley, sorghum, rice, cotton and sunflower, *Lockheed Electrics Comp. Inc., Techn. Rep. SR-L9-00409/Jsc-16088*.
- Kuchar, L., 1986: *Mathematical Model of Yield Forecasting for Spring Wheat and Potatoes Based on Meteorological Data* (in Polish). Ph. D. thesis, Agricultural University-Wroclaw.
- Kuchar, L., 1989: The exponential polynomial model (EPM) of yield forecasting for spring wheat based on meteorological factors and phenophase. *Agric. Forest Meteorol.* 46. 339—348.
- Panofsky, H. A. and Brier, G. W., 1972: *Statistical Methods in Agricultural Meteorology* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Primault, B., 1980: The choice and limitations of parameters used in establishing biometeorological models. *Bull. Europ. Org. Plant Protect. (OEPP)* 10, 53—59.
- Rao, C. R., 1973: *Linear Statistical Inference and its Applications*. Wiley, New York.
- Report, 1985: *Influence of Different Climate Condition for Crop Production* (in Polish). Institut of Meteorology and Water Resource, Warsaw.
- Robertson, G. W., 1983: Weather-based mathematical model for estimating development and ripening of crops, *Technical Note No. 180*, WMO, Geneva.
- Vaidyanathan, A., 1980: Influence of weather on crop yields — a review of agrometeorologists research, *Indian J. Agric. Econ.* 35, 127—137.
- Winer, B. J., 1970: *Statistical Principles in Experimental Design*. McGraw Hill, London, New York, Mladinska Kniga, Ljubljana.
- World Climate Applications Programme, 1983: Guidelines on crop-weather models, WCAP 50.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

An analytical model of photovoltaic water pumping system

Z. GLASNOVIĆ

*ETZ Designing and Consulting Organization
Trg Slobode 7/11, 54000 Osijek, Yugoslavia*

M. FANČOVIĆ

*Faculty of Food Technology
Tenjska cesta bb, 54000 Osijek, Yugoslavia*

The paper summarizes an analytical model of the direct connection of a photovoltaic system comprising a centrifugal pump, a dc electric motor with permanent magnets and a photovoltaic array. It underlines the advantage of the analytical approach in searching the operating point of the whole system, creating a sound mathematical basis for the calculation of water, pumped by the system as a function of solar radiation intensity and the parameters of system components.

*

Fényelektromos (víz-) szivattyúzási rendszer analitikai modellje. A tanulmány összefoglalja egy direkt kapcsolású fényelektromos rendszer analitikai modelljét, amely centrifugál szivattyúból, egyenáramú motorból és fényelektromos átalakítóból áll. Az analitikus megközelítés előnyeit hangsúlyozza, amikor az egész (összetett) rendszer optimális munkapontját keresi, megbízható matematikai alapokat teremtve a szivattyúzott vízhozam meghatározására, mert a vízhozam a rendszer elemeinek jellemzőin felül a napsugárzás intenzitásától is függ.

1. Introduction

The photovoltaic water pumping systems are recently more and more applied because such systems do not consume fuel, are highly efficient and reliable and have suitable technical characteristics. However, the most decisive is, as it is well known, its price which is now for these systems within the commercial range.

The price of such system in 1989 ranged, depending on manufacturer, about US \$ 10/Wp and by adding installation and transport costs (about US \$ 6—10/Wp) total price of US \$ 16—20/Wp is obtained. As the price of the whole system depends mostly on the price of the photovoltaic cells (the price of which is continuously decreasing), economy and broader application (especially if remote areas are in question) are beyond any doubt.

The water pumping systems are used in two basic applications: drinking water supply and irrigation. To meet the demands of these applications, various configurations of the system have been developed. Generally, it may be mentioned that systems without batteries (the authors calls such systems as „direct systems”) and with batteries are used.

Based on experience gained through the years of operation of various facilities the direct systems proved to be more advantageous because the batteries are components of relatively low reliability. Hence, if accumulation is required, water instead of electric energy must be stored. The direct systems usually apply centrifugal pumps because their load characteristics match with the output characteristics of the photovoltaic cells very well.

However, the use of volumetric pumps is rather frequent too-especially when water must be pumped at higher manometric heads. Such use requires the application of dc/dc converter to achieve a proper match of the load characteristics of the pump with the output characteristics of the cells. Volumetric pumps are mainly used for water supply purposes from deep wells.

The centrifugal water pumping systems proved to be most suitable for irrigation purposes because crop water requirement harmonizes with the available solar insolation. Consequently especially the direct systems are very attractive because they, besides the lowest price and highest reliability, show high efficiency being the pumped discharge of the water satisfactory for the requirements, following the intensity of solar radiation. This paper is the result of investigations carried on water pumping systems applied for irrigation purposes. These systems are direct systems, comprising an array of photovoltaic cells, a dc electric motor and a centrifugal pump.

2. Basic characteristics of components

In order to be able to analyse a direct photovoltaic system comprising a photovoltaic array, a dc electric motor and a centrifugal pump, the characteristics of the particular components must be examined.

a) *Intensity of solar radiation.* The intensity of solar radiation refers to global solar irradiation which under mean meteorological conditions is able to hold photovoltaic cells (Kreider and Kreith, 1981). Annual hourly variation of the solar radiation intensity for the Osijek area is given in *Table 1*. It should be pointed out that the minimal value of radiation intensity which is necessary to put into operation the solar water pumping system investigated amounts to 100 W/m^2 whereas the maximal value which can be consumed amounts to 1000 W/m^2 . It is reasonable to commence the analysis in 100 W/m^2 intensity steps.

b) *The photovoltaic array.* The output characteristic of photovoltaic array (Chandratilleke and Ho, 1986; Kreider and Kreith, 1981) comprising N_s serially and N_p in parallel connected cells can be formulated as:

$$U = (AkTN_s/e) \ln (1 + I_L/I_s - I/N_p I_s) - IR_s N_s / N_p \quad (2.1)$$

where A , R_s and I_s are constants to be determined experimentally for a particular modul while current, I_L , is determined by the following expression:

$$I_L = [I_{L0} + \alpha(T - T_0)] S/S_0 \quad (2.2)$$

TABLE 1
Solar irradiance in Osijek (W/m^2)

Month	h of days															
	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20
I	0	0	0	10	46	105	158	198	208	180	126	58	12	0	0	0
II	0	0	4	36	104	188	260	299	312	274	207	121	43	4	0	0
III	0	2	31	109	213	330	416	442	450	394	313	222	114	31	2	0
IV	1	23	96	205	330	436	520	556	550	513	437	313	199	86	18	0
V	11	65	162	279	404	511	580	623	624	570	485	376	271	150	53	7
VI	19	87	187	311	439	543	635	667	666	630	546	424	311	192	83	17
VII	14	77	186	312	448	568	659	670	703	656	565	446	328	193	80	14
VIII	3	40	132	266	396	535	628	683	673	620	529	410	277	141	37	2
IX	0	9	65	173	308	429	520	574	567	510	428	308	173	58	6	0
X	0	0	16	84	105	296	395	442	443	398	306	188	77	10	0	0
XI	0	0	1	22	81	157	228	275	287	238	162	78	17	0	0	0
XII	0	0	0	5	39	94	147	182	187	158	103	43	7	0	0	0

The dependence of the current (I_L) on voltage (U), on temperature (T) and on intensity of solar radiation (S) is given in a $I-U$ diagram where T and S are parameters. In the case of constant temperature and variable intensity of solar radiation, the family of curves have the form as given in Figure 1.

c) DC electric motor. Regarding the selection of an electric motor to drive a water pump (coupled directly to a photovoltaic array) it proved to be as the best performer the dc electric motor with permanent magnets (power loss in actuating coil is eliminated so such motors have high efficiency and good reliability; they are relatively low priced and they operate under wide range of inlet voltages).

Two types of dc electric motors are in practical applications: type (1) with collector (defects are sparking and consumption of brushes) and type (2) without collector (where functions of rotor and stator are replaced), with electronic commutator (usually three phase full-wave controller). The second type of dc electric motor is being more used.

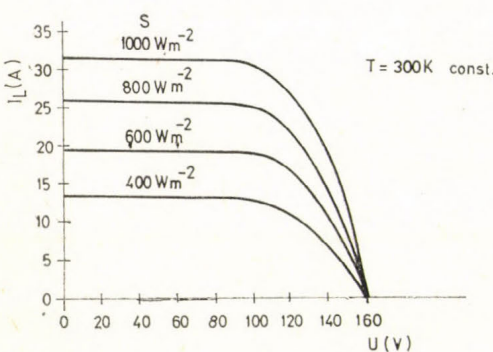


Fig. 1. The output characteristic of a photovoltaic array (Hsiao et al., 1985)

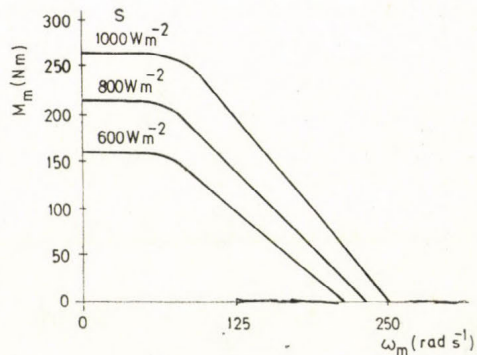


Fig. 2. The output characteristic of dc electric motor with permanent magnets (Nasar, 1987)

Basic equations, describing operation of these motors; neglecting the losses on collector (Hsiao and Blevins, 1985; Nasar, 1987) are given as follows:

$$E = k_s \omega_m \quad (2.3)$$

$$U = IR_a + E \quad (2.4)$$

$$M_m = k_m I \quad (2.5)$$

$$P_m = M_m \omega_m \quad (2.6)$$

It is possible to express angular frequency as the function of moment of motor's shaft which represents the output characteristic of motor:

$$\omega_m = (U - M_m R_a / k_m) / k_b \quad (2.7)$$

For various input voltages and currencies, it is also possible to construct a family of curves as in Figure 2.

d) *Centrifugal pump.* The operation characteristic of a centrifugal pump is usually assessed by Q-H diagrams and various other characteristic curves; shown in Figure 3 for two different angular frequencies.

The equations describing the centrifugal pump characteristics (Hsiao and Blevins, 1985; Karrassik et al., 1986) are as follows:

$$Q = (\omega_p / \omega_{op}) Q_o \quad (2.8)$$

$$H = (\omega_p / \omega_{op})^2 H_o \quad (2.9)$$

$$P = (\omega_p / \omega_{op})^3 P_o \quad (2.10)$$

$$M = (\omega_p / \omega_{op})^2 M_{op} \quad (2.11)$$

$$P = M_p \omega_p \quad (2.12)$$

Analytic expression for characteristic curves (Hori et al., 1985) may be written by the application of the least squares method in the following form:

$$H = a_0 Q_o^2 + b_0 Q_o + c_0 \quad (2.13)$$

$$P = a_1 Q_o^2 + b_1 Q_o + c_1 \quad (2.14)$$

where Q_o is the nominal discharge of the pump (at the maximum of η_p); while a_0 , b_0 , c_0 and a_1 , b_1 , c_1 are parameters of these curves.

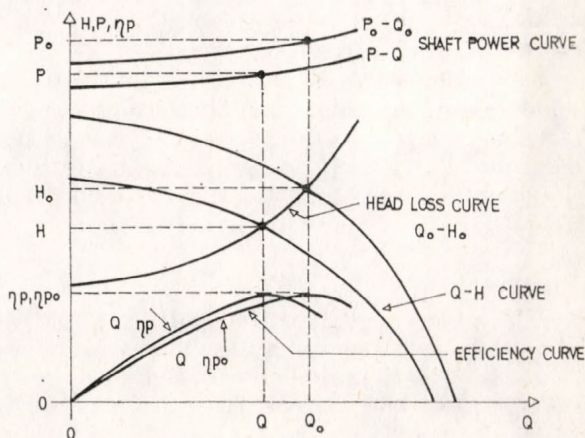


Fig. 3. Characteristic curves of a centrifugal pump vs. two values of angular frequencies (Karrassik et al., 1986)

Characteristic curves of a centrifugal pump are given by the pump manufacturers. Introducing a new parameter, x , representing the ratio of actual vs. nominal angular frequencies, respectively defined by:

$$x = \omega_p / \omega_{op} \quad (2.15)$$

where ω_{op} is the nominal and ω_p is the actual angular frequency. Expressions (2.13)—(2.14) can be rearranged by the application of relations (2.9)—(2.11), as the function of this ratio (x) (Hsiao and Blevins, 1985) as follows:

$$H = a_0 Q^2 + b_0 x Q + c_0 x^2 \quad (2.16)$$

$$P = a_1 x Q^2 + b_1 x^3 \quad (2.17)$$

In this case we also have a family of curves for the various values of the parameter (x) which is evident in Figure 3 for two distinct values.

The operating point of pump is determined by the characteristic of the pump load which analytically may be expressed as:

$$H = H_s + f Q^2 \quad (2.18)$$

where H_s is static head, the head difference between the water levels of supply pump shaft and head tank, respectively, and f is friction head loss constant.

3. Direct component connection

The result of direct connection between components of the photovoltaic system may be evaluated by the characteristic curves of the particular components, i.e. by determination of the joint operating point of the system. Discussion is commenced with a centrifugal pump for which the operating point can be find by equating (2.16) and (2.18). Resulting Q - x curve is:

$$Q = [1/2 (f - a_0)] \{b_0 x + [(b_0 x)^2 - 4 (f - a_0) (H_s - c_0 x^2)]^{0.5}\} \quad (3.1)$$

Because all parameters of this equation are known, it is possible to calculate the value of pump flow rate (discharge) if the value of speed ratio (x) is known.

The unknown value (x) depends on the ratio of actual and nominal angular frequencies of the motor (supplied by power from photovoltaic array) and on the value of motor loading (i.e. the power consumed by the centrifugal pump). Consequently, it will represent the basic interrelation between the system components. The actual angular frequency can be determined by equation (2.7) i.e.:

$$\omega_m = (U - IR_a) / k_b \quad (3.2)$$

The unknown values (U and I) should be determined by expressing the voltage of the motor by the photovoltaic module voltage and the current of the motor by the value of load on joint motor-pump shaft. This is an assumption regarding the current because no power loss is supposed on the shaft, motor, pump subsystem, i.e.:

$$P_m = P_p \quad (3.3)$$

$$M_m \omega_m = M_p \omega_p \quad (3.4)$$

If a reducer is applied, the ratio of motor and pump angular frequencies may be expressed as:

$$r = \omega_p / \omega_m \quad (3.5)$$

$$M_m = M_p r \quad (3.6)$$

Applying equations (2.5), (2.17); (3.5) and (3.6) it follows:

$$P = (M_m/r)\omega_p = (k_m I/r)\omega_p (\omega_{op}/\omega_{op}) = k_m I \omega_{op} x/r$$

out of which an expression for the current follows:

$$I = (P/k_m \omega_{op}) (r/x) \quad (3.7)$$

By substituting equation (3.1) in (2.17) and, subsequently, equation (2.17) in (3.7) the final expression for the current shows:

$$I = (r/k_m \omega_{op}) (a_1((1/2(f-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(f-a_o)(H_s - c_o x^2))^{0.5}))^2 + (b_1 x/2(f-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(f-a_o)(H_s - c_{osx}^2))^{0.5} + c x^2) \quad (3.8)$$

The second component necessary for the calculation of the angular frequency is the voltage of the motor. The voltage is obtained by insertion the equation (2.2) in equation (2.1) and so we have:

$$U = (AkTN_s/e) \ln (1 + (I_{L_o} + \alpha(T - T_o)) S/I_{s_o} - I/N_p I_s) - IR_s N_s/N_p \quad (3.9)$$

By the insertion of equations (3.8) and (3.9) in the equation (3.2) and by the application of equation (2.15) the final expression for the ratio of angular frequencies (x) reads:

$$x = (r/k_b \omega_{op}) ((AkTN_s/e) \ln (1 + ((I_{L_o} + \alpha(T - T_o)) S/I_s S_o - (r/N_p I_s k_m \omega_{op})). (a_1((1/2(f-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(f-a_o)(H_s - c_{osx}^2))^{0.5}))^2 + (b_1 x/2(f-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(f-a_o)(H_s - c_{1sx}^2))^{0.5}) + c_1 x^2)) (R_a + R_s N_s/N_p) (r/k_m \omega_{op}) (a_1((1/2(f-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(f-a_o)(H_s - c_o x^2))^{0.5}))^2 + (b_1 x/2(d-a_o)) (b_o x + ((b_o x)^2 - 4(d-a_o)(H_s - c_1 x^2))^{0.5}) + c_1 x^2)) \quad (3.10)$$

From this equation the value of ratio x can be calculated by successive approximation (iteration). Hence, it is easy to calculate the pump discharge by the equation (3.1).

It is to be seen that the discharge of the pump which may be supplied by a photovoltaic system is a function of the solar radiation intensity and temperature (as input parameters) while the parameters of the motor, the centrifugal pump and the load characteristics are for definite system unchangeable.

The following figure shows graphically the characteristic curves of the photovoltaic system components and joint operating points. The calculated discharge of the pump is valid only if characteristic curves do not vary in time.

However, as showed in Table 1 solar energy varies slowly, and so such an analytical model shows rather well the discharge pumped by the system.

The characteristic actual torque of the centrifugal pump as a load in M_m, ω_m diagram can be obtained from:

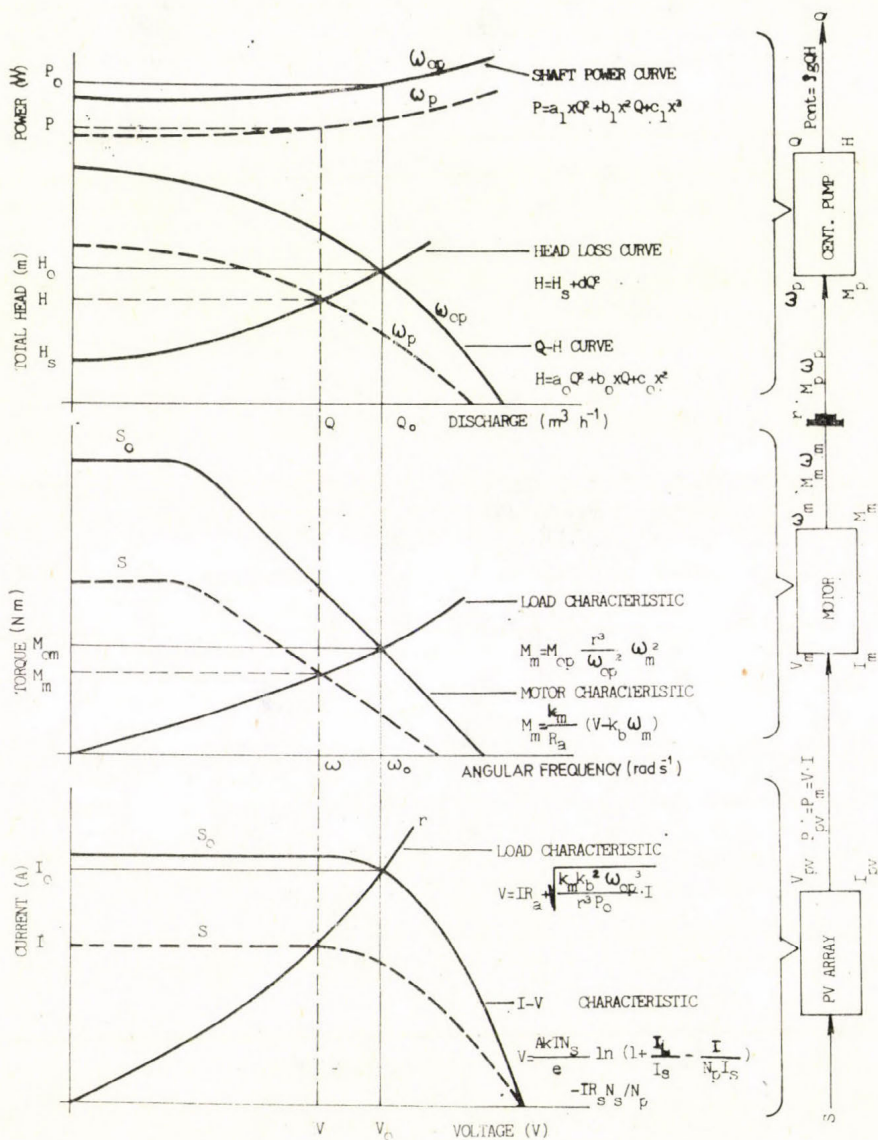


Fig. 4. The direct coupling between a photovoltaic array, a dc electric motor and a centrifugal pump

$$\begin{aligned}
 M_m \omega_m &= M_p \omega_p \\
 M_p &= (\omega_p / \omega_{op})^2 M_{op} \\
 M_p &= (\omega_p / \omega_{op})^2 M_{op} r = (\omega_m^2 / \omega_{om}^2) M_{op} r^3 = M_{op} (r^3 / \omega_{op}) \omega_m
 \end{aligned}
 \tag{3.11}$$

The characteristic of centrifugal pump and motor as a load in I-U diagram is obtained from:

$$\begin{aligned}
 M_m &= M_{op} (r^3 / \omega_{op}^2) \omega_m \\
 k_m I &= M_{op} (r^3 / \omega_{op}) (1/k_b) (U - IR_a)^2 \\
 (k_m k_b^2 \omega_{op}^2 / M_{op} r^3) I &= (U - IR_a)^2 \\
 U &= IR_a + ((k_m k_b^2 \omega_{op} / r^3 P_o) I)^{0.5}
 \end{aligned}
 \tag{3.12}$$

4. Numerical model

For the calculation of discharge pumped by the photovoltaic system according to this analytical model, a computer program has been developed which simulates the operation of the whole system. The flow chart of the computer program is indicated as Fig. 5. The results of a particular example (applied a 3 kW photovoltaic array, a 3 kW motor and a 2.2 kW pump) are given in Table 2.

TABLE 2
Water discharge (flow rate)

S (Wm ⁻²)	T (K)
1000	300
900	300
880	299
700	299
600	298
500	298
400	297
300	297
200	296
100	296

x	Q (m ³ h ⁻¹)
0.979	24.537
0.955	23.866
0.921	22.801
0.886	21.752
0.835	20.189
0.782	18.508
0.711	16.159
0.631	13.431
0.529	9.509
0.387	5.701

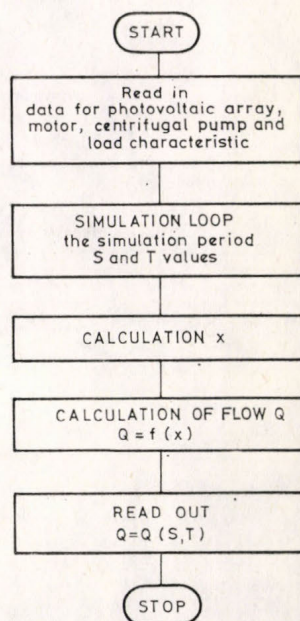


Fig. 5. Flow chart of the computer program

5. Conclusion

By an analytic procedure in arranging the characteristics of the components of a direct photovoltaic system, it is possible to calculate in a simple manner the discharge (water flow rate) which can be pumped under various input values of the intensity of solar radiation.

In this way, the basis for proper selection of the systems components is formed together with the possibility of optimization because the evaluated computer program enables the variation of the component parameters to get the maximal possible discharge for a particular level of solar radiation intensity.

Acknowledgements. The authors would like to thank Mladen Sesartić and Marija Todorović, Ph. D. for cooperation and to ETZ (Consulting Co.) for support.

LIST OF NOTATIONS

(a) PHOTOVOLTAIC CHARACTERISTICS		U	— motor voltage
		E	— motor e. m. f.
		R_a	— motor armature resistance
I	— load current	k_b	— motor speed constant which relates the permanent magnet flux through the armature and back e. m. f.
U	— load voltage		
I_s	— reserve saturation current of p-n junction	k_m	— motor torque constant relating the current through armature
I_L	— photovoltaic current across p-n junction of solar cell	ω_m	— motor angular frequency
I_{L0}	— cell current at reference condition	M_m	— motor torque
R_s	— series resistance of module equivalent circuit	(c) PUMP CHARACTERISTICS	
S	— insolation at condition of interest	Q	— discharge (pump flow rate)
S_0	— reference insolation	Q_0	— rated discharge (pump flow rate)
T	— absolute temperature	H	— total pump manometric head
T_0	— cell reference temperature	H_0	— reference pump head
N_p	— number of parallel cell strings	P	— power on shaft
N_s	— number of cells connected in series for each string	P_0	— rated shaft power
A	— curve fitting constant in module I-U curve	ω_p	— pump angular frequency
k	— Boltzmanns constant	ω_{op}	— reference pump angular frequency
e	— electron charge	M_p	— pump torque
α	— temperature coefficient for cell current	M_{op}	— pump torque at reference angular frequency
(b) MOTOR CHARACTERISTICS		η	— efficiency
I	— current through motor	f	— friction head loss constant
		H_s	— pump static head

REFERENCES

- Chandratilleke, T. T. and Ho, J. C., 1986: A study of a photovoltaic array for water pumping. *Solar and Wind Technology* 3, 59–71.
- Hori, A., Kanematsu, K., Abe, T. and Hamakawa, Y., 1985: An optimum design of photovoltaic coupled water pump system. 18. *IEEE Photovoltaic Specialist Conference*. Las Vegas, Nevada.
- Hsiao, Y. R. and Blevins, B. A., 1985: Direct coupling of photovoltaic direct coupled water pumping system. 18. *IEEE Photovoltaic Specialist Conference*. Las Vegas, Nevada.
- Karrassik, I. J., Krutzsch, W., Frasen, W. and Messina, J., 1986: *Pump Handbook*. Mc Graw-Hill, New York.
- Kreider, J. F. and Kreith, F., 1981: *Solar Energy Handbook*. Mc Graw-Hill, New York.
- Nasar, S. A., 1987: *Handbook of Electric Machines*. Mc Graw-Hill, New York.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

Daisyworld with an atmosphere

E. MÉSZÁROS and T. PÁLVÖLGYI

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

The model proposed by *Watson and Lovelock (1983)* to study the biological homeostasis of an artificial planet (*Daisyworld*) is extended to the case when it is covered by a simple atmosphere. The atmosphere consists of a greenhouse gas in which an aerosol layer modifying the incoming radiation can be found. The black and white daisies consume the greenhouse gas and emit the same species during their decay. The results of calculations carried out by means of the model support the conclusion of *Watson and Lovelock*: the biosphere stabilizes the state of the environment (e.g. temperature) under a wide range of conditions.

*

Légkör hatása a Százsorszép bolygóra. Watson és Lovelock (1983) a Százsorszép nevű elképzelt bolygó biológiai homeosztázisának leírására ökológiai modellt javasolt. Ezt a modellt egyszerű légkörrel egészítettük ki. A légkör üvegházhatású gázból áll, amelyben a beérkező sugárzást módosító aeroszol-réteg található. A fekete és fehér százsorszépek fogyasztják az üvegházhatású gázt, de bomlásuk során visszajuttatják a légkörbe. A végzett számítások eredményei támogatják Watson és Lovelock következtetését: a növényvilág széles határok között igyekszik állandósítani a környezet állapotát, egyebek mellett a hőmérsékletet.

1. Introduction

The Gaia hypothesis of *Lovelock and Margulis (1974)* claims that the Earth's biosphere is able to control environmental conditions. Since our environment is a complicated system, *Watson and Lovelock (1983; WL)* in the following invented an artificial planet, called *Daisyworld*, to prove the Gaia theory. In this world two types of daisies (black and white) with different albedos can be found which absorb in a different degree the incoming radiation. By using a model borrowed from the population ecology, *WL* demonstrated that the presence of daisies stabilizes the temperature.

In their work, *WL* assumed that their planet has no atmosphere. For atmospheric scientists, as the present authors, the fundamental question is: how the original conclusions are affected if an atmosphere envelops *Daisyworld*. For this reason the model of *WL* was extended by including the effects of a radiatively active gaseous cover into the calculations. We must note, however, that this hypothetical atmosphere is relatively simple for preserving the simplicity of the mathematical equations.

2. The model

As in the original paper of WL, the biosphere consists of two daisies: black (b) and white (w). The growth of daisies is given by the following equations:

$$\frac{d\alpha_w}{dt} = \alpha_w (\alpha\beta_w - \gamma) \quad (1a)$$

$$\frac{d\alpha_b}{dt} = \alpha_b (\alpha\beta_b - \gamma) \quad (1b)$$

where α is the fractional area covered by daisies, x is the area of the surface not covered by them ($x = 1 - \alpha_b - \alpha_w$), γ is their death rate, while β depends on the local temperature range in which daisies can exist:

$$\beta_{b,w} = 1 - 0.003265 (22.5 - T_{b,w})^2$$

The greenhouse gas is absorbed by daisies and used with incoming radiation for building up their organic material.

After their death the daisies decay by releasing the previously observed greenhouse gas. Consequently both the removal (R) and formation (F) of the greenhouse gas in unit volume depend on the fractional areas covered by black and white daisies

$$F = k'_F (\alpha_w + \alpha_b)$$

$$R = k'_R (\alpha_w + \alpha_b)$$

where k'_F and k'_R represent biological source and sink under the condition that the biosphere covers entirely the surface of Daisyworld. It is also assumed that an abiotic source (f') also works on the planet. However, the strength of the abiotic source is much lower than the intensity of the biogenic gas release.

If we normalize the formation and removal rates with the total source strength relative to $t = 0$, we obtain for k'_F , k'_R and f' relative values without dimensions. Thus, the variation of the gas concentration in relative units (C) is represented by

$$\frac{dC}{dt} = (k_F - k_R) (\alpha_w + \alpha_b) + f \quad (2)$$

where k_F , k_R and f are the corresponding relative figures. It follows from this equation that the biosphere is a net greenhouse gas sink, since k_R must be higher than k_F .

In the atmosphere there is an aerosol layer (e.g. of soil origin) which absorbs and scatters the incoming radiation. As *Schneider* and *Kellogg* (1973) demonstrated, in the presence of an aerosol layer the effective albedo (a_E) is given by the following approximate formula:

$$a_E = a_{BS} + a_s(1 - a_{BS} - a)^2$$

where a_{BS} and a are the back-scattering and absorption coefficients, respectively, while a_s is the surface albedo. Consequently, in our case the total albedo (A) of the planet is determined by

$$A = \alpha_o[a_{BS} + a_o(1 - a_{BS} - a)^2] + \alpha_w[a_{BS} + a_w(1 - a_{BS} - a)^2] + \alpha_b[a_{BS} + a_b(1 - a_{BS} - a)^2] \quad (3)$$

where α_o is the fractional area of fertile ground uncolonized by daisies (i.e. equal to x , see above), while a_o , a_w and a_b are the albedos of bare soil, white daisies and black daisies, respectively. In spite of the fact that the aerosol is of soil origin, A in formula (3) is under biological control through the variations of the areas of daisies and their respective albedos.

Taking into account the relationship between radiation balance and effective temperature, the effective temperature (T_E) of Daisyworld is characterized by

$$q \frac{dT_E}{dt} = SL(1-A) - \epsilon\sigma T_E^4. \quad (4)$$

where q is the thermal inertia of the system, S and L are the radiation constant and luminosity of the Daisyworld's sun, σ is the Stefan-Boltzmann constant, while ϵ is the infrared emissivity (Augustsson and Ramanathan, 1977):

$$\epsilon = \epsilon_o - k \ln C$$

where ϵ_o and k are constants (see Table 1).

TABLE 1
List of the input parameters in the reference case

Parameter	Explanation	Value
γ	death rate	0.3
$k_F - k_R$	difference of formation and removal coefficients	-0.01
f	relative abiotic source strength	0.007
a_{BS}	back-scattering coefficient	0.05
a	absorption coefficient	0.05
a_o	albedo of bare soil	0.15
a_w	albedo of white daisies	0.75
a_b	albedo of black daisies	0.25
q	thermal inertia	$6.5 \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-1}$
σ	Stefan-Boltzmann constant	$5.68 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$
ϵ_o	reference gas emissivity	0.6
k	emissivity constant	0.025
q'	energy distribution parameter	20
S	radiation constant	1400 W m^{-2}
L	luminosity	1

The local temperature around black and white daisies, determining β (see above), depends on the effective temperature as given by WL:

$$T_{b,w} = q'(A - \alpha_{b,w} a_{b,w}) + T_E$$

where q' is a proportionality factor representing the degree of the incoming energy distribution among the different types of surfaces.

3. Numerical results

In *Fig. 1* the basic variables in our model are plotted as a function of time. These calculations were carried out by applying the constants listed in Table 1. This ensemble of constants is called the reference case. It is noted that the solid lines in *Fig. 1* represent the results calculated by Euler integration, while dotted lines are obtained by the theoretically more exact Runge-Kutta method, as proposed for this purpose by *Isakari and Somerville (1989)*. It can be seen that the two methods of integration produce practically the same results concerning the steady-state behaviour. One can also see that for each variable the steady-state is achieved within about 500 time steps.

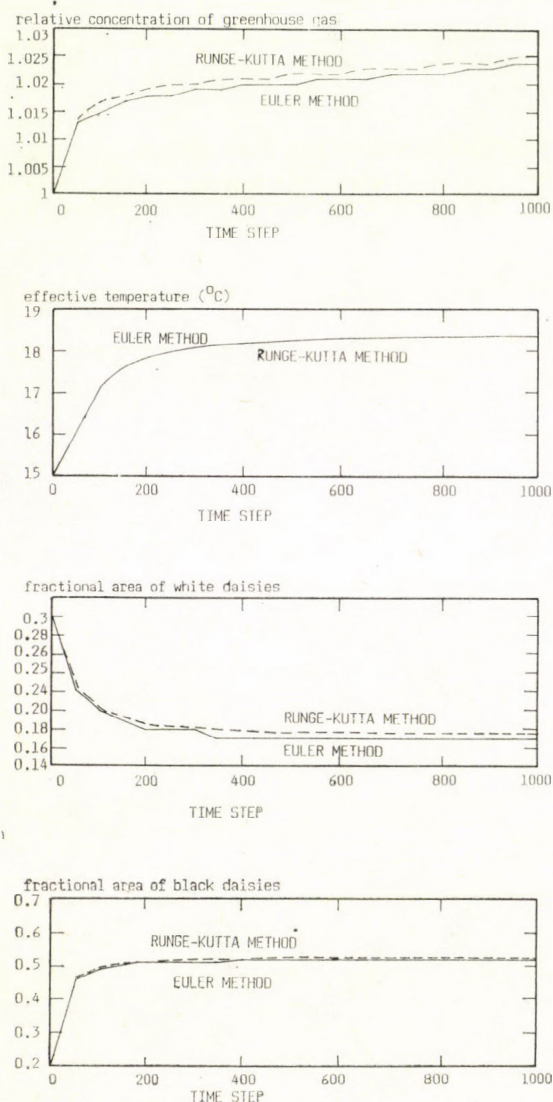


Fig. 1. Time-dependent behavior of greenhouse gas concentration, effective temperature and fractional areas of white and black daisies. Initial values of these variables are 1, 15 °C, 0.3 and 0.2, respectively. Note that in the case of temperature the two methods give identical results

Since our aim is to study the final consequences of the varying external (non-atmospheric) and internal (atmospheric) forcing, in the following two parts of this section the steady-state conditions are only considered.

3a. Effects of external forcings. First, it is assumed that the most important external parameter, the luminosity of the Daisyworld's sun, varies around the unit value applied in previous calculations. Secondly, we suppose that changes in properties of the planet modifies the surface albedo of bare soil.

Fig. 2a represents the steady-state effective temperature as a function of luminosity variations, while in *Fig. 2b* the curve for different surface albedos is plotted. It should be mentioned that a biotic response in both cases refers to an atmosphere with fixed greenhouse effect ($C = 1$).

Figs. 2a–b clearly show the stabilizing role of the biosphere. Without the biosphere, the atmosphere is not able to control temperature variations caused by changes in external forcing. It is interesting to note that the biosphere tempers more effectively the steady-state if the luminosity is higher than 1. Further, the biospheric control is very important for small values of soil albedo and it becomes zero in the case of higher albedo values. This is due to the fact that around 5 °C the daisies are destroyed. Finally, both figures show that the effective temperature is not very different from that in Fig. 1 in a wide range of luminosity and bare soil albedo.

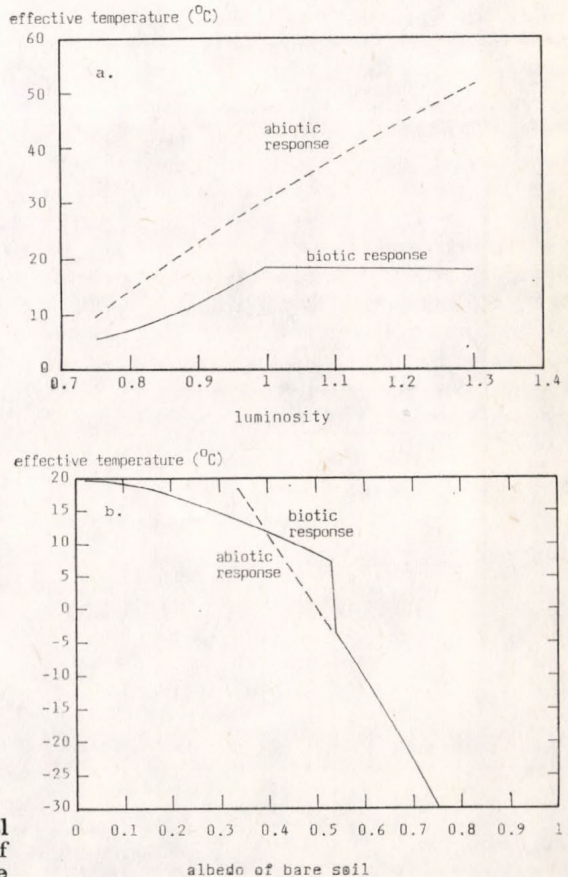


Fig. 2. Relationship between external forcings (a.: luminosity, b.: albedo of bare soil) and effective temperature

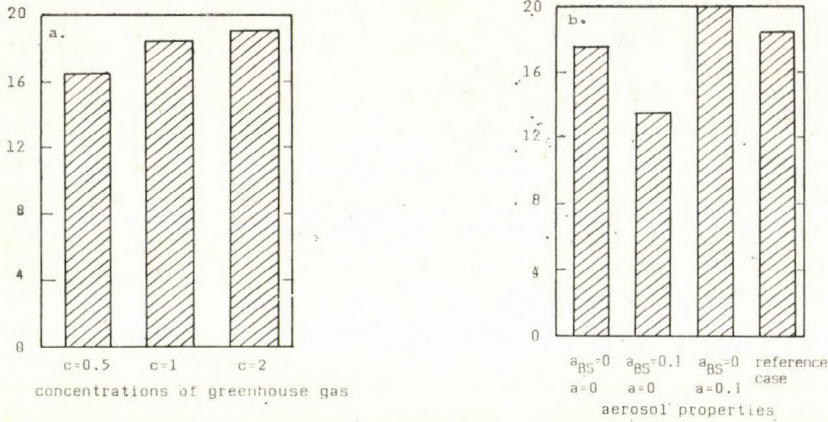


Fig. 3. Effects of the atmospheric characteristics on the effective temperature. Note that a: greenhouse effect with aerosol properties in reference case; b: variable aerosol properties with greenhouse effect in reference case

3b. *Effect of the variation of atmospheric properties.* By means of Fig. 3a. the greenhouse effect on planetary temperature can be studied. Numerical calculations were performed for three different values of the initial concentration of greenhouse gas. The results show that differences in effective temperature are not too great which can be attributed to the presence of the biosphere. Even for doubling the concentration, the difference in steady-state temperature is only about 1 degree. However, the temperature is more sensitive for the decrease of the concentration of greenhouse gas than for its increase.

In the cases represented in Fig. 3b. the concentration of greenhouse gas is fixed ($C = 1$). In the first case (left-most bar) no aerosol layer can be found in the atmosphere. In the second one the back-scattering coefficient is equal to 0.1 and aerosol particles do not absorb the incoming radiation. The third case refers to an aerosol layer which absorbs the radiation rather effectively ($a = 0.1$), but does not scatter it. Finally, the last bar refers to the reference case shown by Fig. 1. It can be seen that the effective temperature is more sensitive to changes in aerosol properties than to variations of the concentration of greenhouse gas. The cooling effect of a scattering layer is more important than

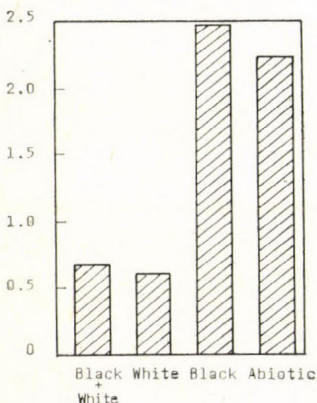


Fig. 4. Daisyworld's warming due to doubling of greenhouse gas concentration for different biospheric characteristics

the heating due to an absorbing aerosol layer. Since heating and cooling can compensate each other (reference case), the situation without aerosol particles does not differ significantly from the reference case.

The effects of doubling of the greenhouse gas level were also investigated by varying the characteristics of the biosphere. The warmings relative to $C = 1$ are plotted in *Fig. 4* for the presence of black + white, white and black daisies, respectively. In the figure the abiotic situation is also given. For the interpretation of the figure we note that in the same cases with $C = 1$ the *absolute* values of the steady-state effective temperatures are 18.4 °C, 9.3 °C, 25 °C and 30.7 °C, respectively. These values indicate that white daisies stabilize the planet at a relatively low temperature, while without the biosphere the planet would be rather warm. It can be seen from *Fig. 4* that the *relative* warming is particularly important in the presence of black daisies: it is five times higher than the values obtained for white or black + white daisies. Even the warming for a biosphere consisting only of black daisies is somewhat more important than under abiotic conditions.

4. Conclusion

As in the case discussed by WL, the biosphere in Daisyworld with an atmosphere stabilizes environmental conditions in a wide range of external and internal forcings. Changes in greenhouse gas concentration are relatively less important in the control of the steady-state temperature than changes in aerosol properties. The effect of the variations of atmospheric composition on temperature depends essentially on the characteristics of the biosphere.

REFERENCES

- Augustsson, T. and Ramanathan, V., 1977: A radiative-convective model study of the CO₂ climate problem. *J. Atmos. Sci.* 34, 448–451.
- Isakari, S. M. and Somerville, R. C. J., 1989: Accurate numerical solutions for Daisyworld. *Tellus 41B*, 478–482.
- Lovelock, J. E. and Margulis, L., 1974: Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: The Gaia hypothesis. *Tellus* 26, 2–10.
- Schneider, S. H. and Kellogg, W. W., 1973: The chemical basis for climate change. In *Chemistry of the Lower Atmosphere* (ed.: S. I. Rasool), 203–249. Plenum Press, New York and London.
- Watson, A. J. and Lovelock, J. E., 1983: Biological homeostasis of the global environment: the parable of Daisyworld. *Tellus 35B*, 284–289.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

Two-dimensional simulation of a small hailstorm

I. GERESDI

*Hungarian Meteorological Service
H—7611 Pécs, P. O. B. 1.*

A two-dimensional, time dependent cloud model was used to simulate a small storm (July 19. 1981. CCOPE case). In the first part of the paper a brief description of the model is given. Bulk microphysic technique is used in the model. Wet and dry growth of hail are simulated by calculating the mean hailstone temperature. In the second part of the paper the case study is presented. The model seems to reproduce well the main characteristics of the observed cloud, such as the life cycle of the cloud, the precipitation development and the cloud base altitude. The maximum updraft velocity, the strenght of the outflow and the cloud top altitude are slightly overpredicted by the model.

*

Kis zivatarfelhő modellezése két-dimenziós felhőmodellel. Két-dimenziós, időfüggő felhőmodellel szimuláltuk az egy kisebb zivatarfelhőben lejátszódó folyamatokat. A vizsgálat alapjául egy olyan valóságos zivatarfelhő szolgált, amit mind repülőgéppel, mind radarral részletesen tanulmányoztak. (CCOPE project 1981. 07. 19.) A cikk első része a modell rövid leírását tartalmazza. A mikrofizikai folyamatokat „bulk” parametizációval írjuk le. A jég/graupel nedves és száraz növekedését az átlagos jégszem-hőmérséklet segítségével modellezzük. A cikk második részében az esettanulmány található, úgy tűnik, a modell jól adja vissza a megfigyelt, valóságos felhő főbb jellemzőit: pl. a felhő életciklusát, a csapadék kialakulásának és fejlődésének mechanizmusát, és a felhőalap magasságát. A maximális feláramlási sebességet, a talajközeli kiáramlás erősségét és a maximális felhőtető magasságát a modell némileg felülbecsli.

1. Introduction

In this paper a two-dimensional (slab-symmetrical), time-dependent model is presented. This work is sequel to our earlier one-dimensional model (Geresdi and Zoltán, 1987). The two-dimensional description allows us to give a more proper air flow structure and better result can be expected for microphysical processes too, because of the strong coupling between the dynamics and microphysics.

The model was developed to investigate the precipitation development in hailstorms. Using bulk parametrization, five type of hydrometeors are considered in the simulation of microphysical processes. Cloud water and cloud ice are the cloud elements with approximately zero terminal velocity and rain,

snow and hail/graupel are the precipitation elements. The description of interaction and transformation between these hydrometeors is similar to the work of Orville and Kopp (1977), Lin et al. (1983) and Proctor (1987a). The main difference is in the microphysical treatment of hailstone growth. On the basis of our result of the hailstone growth model the temperature of hailstone can be different from its ambient air temperature (Geresdi et al., 1984). This difference can be as much as 5—10 °C. To model this temperature difference a new parameter, the mean hailstone temperature, is introduced. This mean temperature is calculated during the dry growth of hail. When the mean hailstone temperature reaches 0 °C the hailstones are assumed to grow by wet growth. Instead of the formula suggested by Musil (1970) another one is used to calculate the wet growth rate supposing that the temperature of the shed water is 0 °C. The physical bases of this approximation are the following:

- a) During the freezing of supercooled water the releasing latent heat of fusion first of all increases the temperature of water (Pruppacher and Klett, 1978).
- b) During the melt we suppose that the heat exchange between the collected water and the hailstones is larger than between the hailstones and the surrounding air, because of the large difference between the heat conductivity of water and that of air.

After the description of the model the result of simulation of a small storm (CCOPE case July 19, 1981) is presented. This storm was measured by penetrating aircrafts and radar (Dye et al., 1986). The well documented measurements provide an opportunity to make comparison between the real cloud characteristics and the calculated parameters to determine how the model simulates the observed phenomena.

2. Description of the model

The model is a two-dimensional, time-dependent cloud model with bulk microphysics.

Vorticity equation is derived from the first and third equations of motion. Density — weighted stream function has been used to model the deep convection. (See the more detailed hydrodynamics in the work of Chen and Orville, 1980.)

The turbulence mixing of heat and momentum are considered similarly to that of in the work of Hall (1980), except that the eddy Prandtl number is assumed to be 2.5 (Proctor, 1987a). Besides the water vapor five type of water substance are considered: cloud water, cloud ice, snow, rain, hail/graupel. The microphysical processes simulated in the model are shown in Fig. 1. The size distributions of precipitation elements (rain, snow and hail/graupel) are supposed to be exponential. Equation after Fletcher (1962) gives the number concentration of naturally active ice nuclei. Autoconversion of cloud water into rain is given on the basis of theoretical calculation of Berry and Reinhardt (1974 a,b). Cloud ice begins to grow by vapor deposition and when its mean size reaches the 150 μm , the ice crystals grow by riming too. Homogenous freezing of cloud water occurs at -40 °C. Snow is generated by intensive riming of cloud ice and by vapor deposition on large ice crystals (Proctor, 1987a). Transformation of snow into hail/graupel by aggregation of snow, by coagulation with hailstones and by capture of water drops are calculated as in the paper of Lin et al. (1983). During the coagulation of cloud ice and raindrops (natural contact freezing)

and the spontaneous freezing of supercooled raindrops (Bigg, 1953) hail/graupel forms. Melting of snow and evaporation or sublimation of all type of hydrometeors are calculated. The growth of hail/graupel is treated in a different way as it has been done, so it will be described more detailed in the next part of the paper.

2.1. Dry and wet growth of hail/graupel The hailstones grow by deposition and accretion of liquid and solid particles. During the dry growth the surface temperature of the hailstones remains below the 0 °C and all of the collected

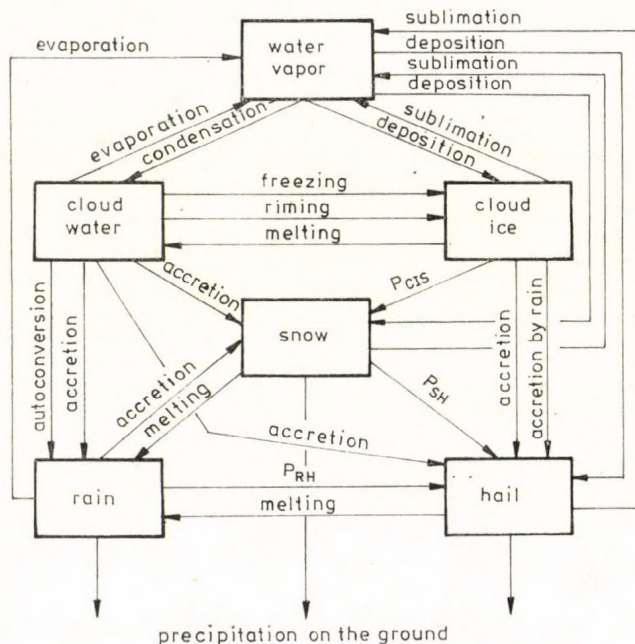


Fig. 1. Microphysical processes simulated in the model. P_{RH} denotes the rain transformation into the hail/graupel: accretion of rain by hail and snow; spontaneous freezing of rain; and freezing of supercooled raindrop due to the nucleation by cloud ice; P_{SH} denotes the snow transformation into the hail/graupel: autoconversion snow, accretion of snow by hail and rain; P_{CIS} denotes the cloud ice transformation into the snow: autoconversion of cloud ice, transformation by intensive riming of ice crystals and accretion of cloud ice by snow and rain

liquid water freezes on the hailstone. When wet growth occurs the surface temperature of the hailstone is equal to 0 °C, and only a portion of the collected liquid water freezes, the other part sheds and forms raindrops. In the positive air temperature region besides the melted ice all of the collected liquid water sheds. The melting of the hailstones can be considered as a special type of wet growth with negative values of wet growth rate. During the wet growth the surface of the hailstone is covered by a thin liquid water layer, and temperature of the shed water is supposed to be 0 °C.

In most of the cloud models including bulk parametrization the temperature of hailstones is assumed to be equal to that of ambient air. In the following a method is given to take the effect of temperature difference between the hailstones and the ambient air into consideration. The heat rate given to a spherical hailstone with diameter of D is (Pruppacher and Klett, 1978):

$$\frac{dQ_H}{dt} = 2\pi D (T - T_H) K_a f_H - 2\pi D \rho (q - q_{SI}) DL f_H \quad (1)$$

where T_H and T is the temperature of the hailstone and the surrounding air, respectively; q_{SI} and q are the vapor mixing ratio near to the surface of hail and in the air; ρ and D is the air density and vapor diffusivity in air, respectively; L is the latent heat of deposition (dry growth) or the latent heat of condensation (wet growth); the ventillation factor for hailstones (f_H) is assumed as *Mason and Thorpe* (1966):

$$f_H = 0.94 + 0.381 N_s^{1/3} N_{RE}^{1/3} \quad (2)$$

The first term in the Eq. (1) is the heat transfer between the hailstones and the air, the second term is the releasing latent heat during the deposition or condensation.

The first law of thermodynamics is used to calculate the temperature of hailstone with mass of m_H :

$$c_i m_H \frac{dT_H}{dt} = \frac{dQ_H}{dt} + c_w \frac{dm''}{dt} (T - T_o) + L_F \frac{dm_H}{dt} + c_i \frac{dm_H}{dt} (T_o - T_H) + c_i \frac{dm'}{dt} (T - T_H) \quad (3)$$

where dm''/dt and dm'/dt are the collection rate for liquid and solid hydrometeors, respectively; c_w and c_i are the specific heat of water and that of ice.

When the hailstone temperature, calculated by the above equations; reaches or exceeds 0 °C the hailstone is supposed to grow by wet growth and its temperature is equal to 0 °C. Supposing that the temperature of the shed water is equal to 0 °C, the wet growth rate is:

$$\frac{dm_H}{dt} = \frac{1}{L_F} \left[-\frac{dQ_H}{dt} - c_w \frac{dm''}{dt} (T - T_o) - c_i \frac{dm'}{dt} (T - T_o) \right] + \frac{dm'}{dt} \quad (4)$$

After integration of Eq. (3) over the hail spectrum and supposing that there is a mean temperature characterizing the hail we get:

$$\frac{d\bar{T}_H}{dt} = \left[\frac{d\bar{Q}_H}{dt} + c_w (P_{HRC} + P_{HCWC}) (T - T_o) + L_F (P_{HRC} + P_{HCWC}) + c_i (P_{HRC} + P_{HCWC}) (T_o - \bar{T}_H) + c_i (P_{HSC} + P_{HCIC}) (T - \bar{T}_H) \right] / (\rho q_H) \quad (5)$$

where P_{HRC} , P_{HCWC} , P_{HCIC} and P_{HSC} are the accretion rate by hail/graupel of rain, cloud water, cloud ice and snow; respectively, and q_H is the hail mixing ratio.

If \bar{T}_H calculated from Eq. (5) is equal or greater than 0 °C wet growth occurs and the total wet growth rate can be calculated from Eq. (4) integrating over the hail spectrum:

$$P_{\text{WET}} = \frac{1}{L_F} \left[-\frac{d\bar{Q}_H}{dt} - c_w (P_{\text{HRC}} + P_{\text{HCWC}}) (T - T_0) - c_i (P_{\text{HSC}} + P_{\text{HCIC}}) (T - T_0) \right] + P_{\text{HSC}} + P_{\text{HCIC}} \quad (6)$$

The production rate for rain due to the shedding of liquid water is:

$$P_{\text{SHED}} = P_{\text{HRC}} + P_{\text{HCWC}} + P_{\text{HSC}} + P_{\text{HCIC}} - P_{\text{WET}} \quad (7)$$

In bulk parameterization to determine the transition between the dry and wet growth region is not easy in spite of the clear definition. In *Fig. 2a*, the differences between the temperature of hailstones and that of ambient air are shown. The temperature differences are depicted as a function of liquid water mixing ratio. Depending on their size the hailstones grow by dry or by wet growth in the same environmental condition. The difference between the mean hailstone temperature of hail mixing ratio of 3.5 g/kg and the temperature

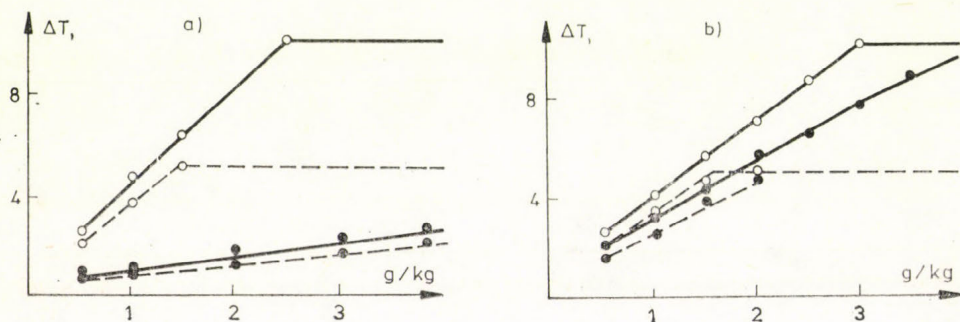


Fig. 2. Temperature difference between the hailstones and their environment. The full circles represent the size of 0.4 mm, the open circles represent the size of 10 mm. The solid lines and the dashed lines show the temperature difference at ambient air temperature of -10°C and -5°C , respectively (a). Temperature difference for the mean hailstone temperature of hail mixing ratio of 3.5 g/kg (full circles) and the temperature difference for hailstone whose size is equal to mass weighted mean diameter of hail mixing ratio of 3.5 g/kg (open circle). The solid line represents the result at the ambient temperature of -10°C and the dashed line represents the result at the ambient temperature of -5°C (b).

of ambient air, as well as the temperature difference between the air and the hailstone, whose size is equal to the mass weighted mean diameter of hail mixing ratio of 3.5 g/kg are shown in *Fig. 2b*. The comparison allows us to estimate how well the mean temperature can represent the temperature of hail/graupel in bulk parametrization. The difference between the mean hailstone temperature and the temperature of hailstone of mean size is usually smaller than 2°C . This deviation partly can be explained by the different weighting of hailstone temperature with respect to diameter in Eq. (3), so the mean hailstone temperature can not be defined precisely.

Generally the following method have been used to decide wether dry or wet growth occurs: if the collection rate for the liquid hydrometeors is smaller than the wet growth rate calculated by Eq. (6) or by formula suggested by *Musil* (1970), then dry growth occurs; in the other case wet growth occurs (*Orville and Kopp, 1977* and *Proctor, 1987a*).

Using the temperature as a parameter must be in better agreement with definition in spite of the disadvantages can be seen from *Fig. 2*. The mean hailstone temperature allows us to take into consideration the effect caused by the temperature difference between the hailstones and their environment on the microphysics and the dynamics.

To estimate these effects calculations was made using Eq. (5) and Eq. (6) with constant environmental parameters (liquid water mixing ratio, air temperature and pressure):

(i) Vapor sublimation occurs instead of deposition decreasing the hail mixing ratio. Deposition would occur if the temperature is equal to or slightly greater than that of ambient air. The difference between the two cases is about 10—20 percent of the collected liquid water.

(ii) Using Eq. (5) only 20—30 percent of the releasing latent heat of fusion is conducted away depending mainly on the liquid water mixing ratio and the hail mixing ratio. Further 30—40 percent releases during the condensation of the sublimated vapor. Summing the above mentioned terms, about 30 percent of the heat of fusion increases the temperature of hail.

(iii) The difference between the wet growth rates calculated by the Eq. (6) and the formula suggested by *Musil* (1970) is not too large. The Eq. (6) gives about ten percent larger wet growth rate.

3. Boundary and initial conditions

The boundary and the initial conditions used are similar to those of *Heldon* and *Farley* (1987).

On the left and right boundaries the horizontal gradient of each variable is assumed to be zero. At the top boundary all variables are hold constant. At the lower boundary the vorticity, the stream function and the vertical velocity component are equal to zero. Heat and vapor are allowed to diffuse into the lower boundary to supply the advected heat and vapor. The precipitation elements can fall through this level but clouds are not permitted to form at the surface.

The temperature and the moisture are given by the 1440 MDT sounding from Miles City.

A warm bubble and random initialization is used to trigger the convection. This bubble is centered 4 km to the left of the domain center. Its horizontal size is 4.8 km and vertically is between 400 m and 2 km. The maximum temperature excess is 1.5 °C.

4. Numerical technique

The equations are solved over a 19.2 · 20 km domain with 200 m and 400 m interval in Z and X directions, respectively. Advection technique, first order accurate in time and second order in space (*Crowley*, 1968) is used to solve numerically the vorticity and continuity equations. A two step advection scheme is used (*Leith*, 1965) with vertical advection calculated first. Second order space derivatives are used to calculate the turbulence terms. The precipitation terms are calculated by the method suggested in the paper of *Orville* and *Kopp* (1978).

Direct method, based on the Fast Fourier Transformation, is applied to calculate numerically the stream function (Temperton, 1977, 1980). Solving Eq. (5) time steps of 1 sec were used to avoid the overestimation of heat exchange between hail and air. Smaller time step does not increase the accuracy very much.

5. Case study

5.1. Summary of observation. A small isolated storm was chosen to demonstrate how the model simulates the real phenomena. The cloud was observed during the Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE) project on July 19, 1981. This day the environmental conditions were favorable for development of small isolated storms. The measurements, made by penetrating aircrafts, Doppler-radar and radars, are discussed in the work of Dye *et al.*

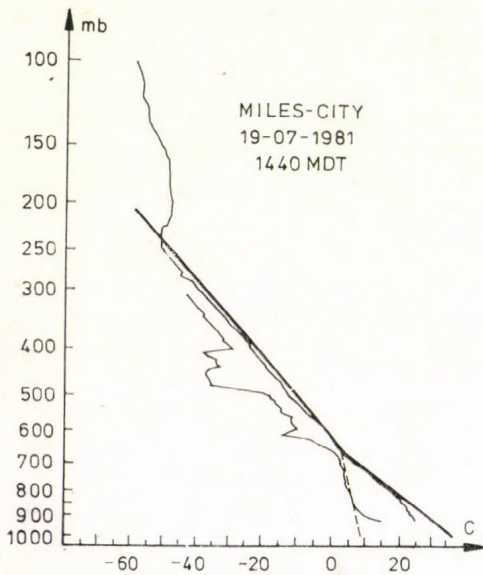


Fig. 3. Sounding one and half hour prior to the appearance of the cloud

(1986). Atmospheric sounding was made about 1.5 hours prior to the appearance of the observed cloud and was taken approximately 35 km to the east of the observation area (Fig. 3). The wind shear was weak (1.3×10^{-3} 1/s between 800 mb and 450 mb) and the thermal instability was moderate, not greater than 2 °C. The parameters given by sounding were slightly modified prior to the calculation. The original temperature sounding was modified to make the lowest layer dry adiabatic, and the horizontal winds were calculated by projecting the measured winds in the direction of the storm motion (about 300° in this case). To avoid the moving out the cloud from the domain the winds were reduced by 75% (Helsdon and Farley, 1987). This correction can result in false dynamic, so in the future it is intended to keep the cloud in the domain more properly.

In the following a brief summary of the measured cloud characteristic is given on the basis of paper of Dye *et al.* (1987). Besides of radar the cloud was observed by four airplanes giving detailed information about the microphysical processes which occurred in the cloud. A sailplane ascended in the up-

draft up to 7 km; the 'King Air' aircraft made 10 penetration at about 6 km (-10 — -15 °C); the 'Aerocommander' aircraft passed the cloud three times little above the level of 0 °C; and the 'Queen Air' aircraft flew below the cloud base.

The cloud base was found by aircraft at 650 mb (3.8 km msl). The visual cloud top reached the level of -48 °C (10.5 km). The horizontal size of the developed cumulonimbus was 6-8 km. An organized updraft region was found with maximum values of 10-15 m/s during the strong growth phase of the cloud. No organized downdraft was indicated above the cloud base level. Unfortunately the cloud was not in good position for multiple Doppler analysis, so the data for air velocity come from aircraft measurements.

The first radar echo (>5 dBZ) was located between 6.5 km and 7.5 km. The maximum reflectivity was measured 17 minutes later near to the ground over a small area. Probably the storm produced a moderate shower and some small hail of less than 1 cm diameter. The droplet concentration, measured by sailplane ascending in the updraft region, showed continental nature. The droplet concentration was between 800 and 900 cm^{-3} near to the cloud base and a smaller value of 600 cm^{-3} was found above. In the calculation the concentration of 600 cm^{-3} is used. The absence of raindrops above the -5 °C level in the aircraft data suggest that the precipitation formation was primarily via the ice process and the rain drops falling on the ground formed by shedding of the liquid water from the solid precipitable elements and by the melt of snow and hail.

5.2. Results of the model. In this part of the paper a brief description of life cycle of the simulated cloud and the comparison with the aircraft and radar observations are presented.

The schematic pictures of the simulated cloud are depicted on the *Fig. 4*, starting at 45. min simulation time, with 3 min intervals. The cloud appeared about 15 min after the initialization. The cloud base altitude in the simulation was 2.8 km—2.6 km (AGL) which is a little lower than the measured cloud base height. (The ground level is about 800 m msl.) Until 36 min the cloud had developed slowly and had consisted of cloud droplets only. From 36. min until 50. min the cloud grew explosively. During this period the visual cloud top increased from 6.5 km to 10.5 km. This intensive growth period can be associated with the ice phase processes. The first ice crystals began to grow by vapor deposition at about 38. min. It took about 2-3 min to reach the critical size for starting the riming. The appearance of the first snow crystals was due to the intensive riming of ice crystals, and later this process as well as snow-cloud droplet collision were the main sources of snow generation. The aggregation of cloud ice and the collision between the snow and the cloud ice did not play important role in snow formation. The first snow crystals can be related to the first radar echo. The simulated first echo was between 6 and 7 km just as in the real case. The appearance of the first echo was chosen for time correspondence between the real and the simulated process (40. min-1623 MDT). The 5 dBZ contour spread very rapidly upward as well as downward. By the 50. min the top has reached 10 km and by the 51. min the bottom has reached the ground too. These agree well with the observed upward spreading (6-8 m/s) and downward spreading (10-12 m/s). The hail/graupel began to form by aggregation of snow at about 42. min (1625 MDT) and at height of 6.2 km against the observed time of 1626 MDT and height of 5.8 km. Later the accretion of snow and cloud droplets by the hail/graupel were the most dominant microphysical processes for the growth of hail/graupel. The raindrops were formed

by shedding under the level of -5°C . Some of them were lifted by the updraft in the colder region where they froze, giving a secondary source for the hail/graupel as high density embryos. The rain mixing ratio was small above the level of -5°C , and the large water drops got there only in the dissipation stage of the cloud, so the spontaneous freezing of raindrops did not play important role in the precipitation formation. The precipitation developed via the *Bergeron—Findeisen* process which is proved by the observation which indicated no rain above the level of -5°C .

In *Fig. 5b* the domain maximum values of different type of hydrometeors are given. The simulation overestimated the cloud water content comparing with the sailplane measurement. The ascending sailplane found the maximum value at 7 km close to the adiabatic value of 2.5 g/m^3 (*Dye et al.*, 1986). The time of beginning of dry out of the cloud can be associated with the beginning of rapid decrease of maximum liquid water content at 47. min (1630 MDT).

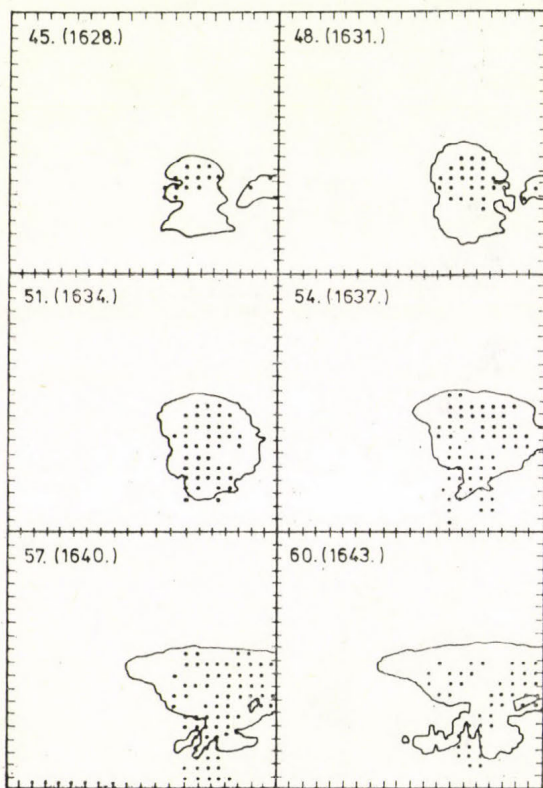


Fig. 4. Schematic pictures of the simulated cloud. The solid lines show the contour of the cloud; the asterisks denote the snow (where its mixing ratio is larger than 0.5 g/kg); the open circles denote the hail/graupel ($>1\text{ g/kg}$); and the small dots denote the rain ($>1\text{ g/kg}$). In the left hand top corner the simulation time and the real local time are written. 1 km intervals along the boundaries are marked by tick marks.

In Fig. 5a the height of cloud top, the domain maximum vertical velocity and the altitude of the top and the bottom 5 dBZ contour are depicted. The simulated cloud top reached the maximum height of 11.8 km which is about 1.5 km higher than the observed one. The maximum updraft velocity is also overestimated, although the aircraft measurement can not preclude the possibility of such a large maximum value. However, the overprediction of the cloud top altitude seems to support the overestimation of maximum updraft velocity.

Dye et al. (1986) published in more detail the fifth pass of the penetrations of 'King Air'. This pass occurred between 1629 and 1630 MDT at altitude of 5.4 km msl. and it was the last pass through the updraft core during the mature stage of the cloud. Fortunately the direction of passing was near to the orientation of the two-dimensional model plane. Almost the same time (1632—1633 MDT) and the same direction at altitude of 4.3 km made its first pass the 'Aerocommander', which observed mainly the electrical parameters, but some other parameters are also reported in the paper of *Dye et al.* (1986). The result

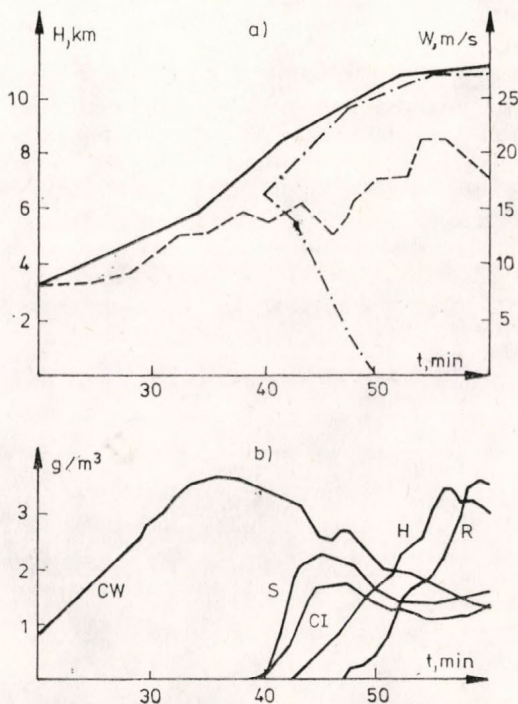


Fig. 5. Domain maximum updraft velocity (dashed line), visual cloud top height (solid line) and altitude of the top and the bottom of 5 dBZ contour (dashed and dotted line) as a function of simulation time. The altitudes are above the ground level (a). Domain maximum values of different type of hydrometeors. The 'CW' denotes the cloud water; 'CI' denotes the cloud ice; and 'S', 'R' and 'H' denote the snow, rain and hail /graupel, respectively (b)

of simulation of the 'King Air' pass at 47. min (1630 MDT) can be seen in *Fig. 6*. The calculated maximum updraft of 11 m/s is a little smaller than the observed value of 15 m/s, while the simulated downdraft maximum is larger than the measured value (7 m/s against 3–4 m/s). The width of the updraft core agrees well with the observed 4 km, but the abrupt change at about 14 km was not observed.

The simulated maximum liquid water of 2.2 g/m^3 is close to the measured peak value of 1.8 g/m^3 . The number concentrations of solid particles were measured by two dimensional probes: one probe (2DC) for smaller particles in size range of 20–800 μm and one probe (2DP) for larger particles in size range of 200–6400 μm . Comparing these size categories with different type of solid hydrometeors used in the model, the 2DC probe would be representative of cloud ice mainly and the 2DP probe would be representative of snow and hail/graupel. The number concentration of hail/graupel is much smaller than that of snow, so in spite of the larger hail/graupel mixing ratios the hailstones can be neglected in the total number concentration.

The number concentration of cloud ice and snow are depicted in *Fig. 6d*. The presence of hail/graupel and snow at the outer side updraft regions agrees well with the observation, but the large number concentration of snow in the middle of updraft core was not observed. This discrepancy can be explained by the presence of small downdraft region at about 14 km and by that the exponential distribution may overestimate the number concentration at low mixing ratios. Quantitatively the number concentration of snow at downwind side agrees well with the measured value of 1 l^{-1} concentration. At the upwind side the simulated concentration seems to be overestimated by about 50 percent. A comparison with the observation of the first pass of 'Aerocommander' is also made. The liquid water content is overpredicted in the simulation as it was pointed out in the case of the 'King Air' and sailplane observations (1.17—

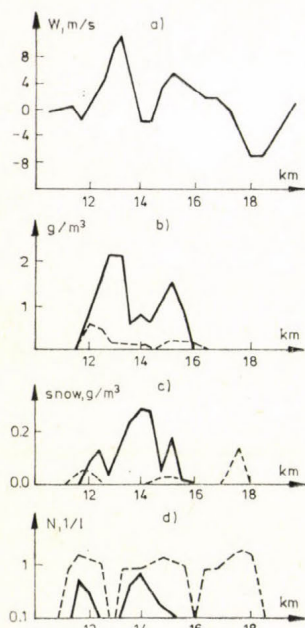


Fig. 6. Result of simulation of 'King Air' fifth pass. a) vertical velocity; b) liquid water content (solid line), hail/graupel content (dashed line); c) snow content (dashed line) and cloud ice content (solid line); d) number concentration of snow (dashed line) and cloud ice (solid line). The horizontal distance are given in km from the left boundary of the domain

0.78 g/m³ against 0.31 g/m³). The simulated hail/graupel mixing ratio is smaller than 0.6 g/kg which agrees with the small observed graupel concentration (<0.1 l⁻¹). The simulated snow mixing ratio is between 0.01 and 0.03 g/kg. The calculated number concentration is 1.2 l⁻¹ and the observed one is about 1 l⁻¹. The observed maximum vertical velocity is 9 m/s against the simulated value of 8 m/s.

The reflectivity also gives a possibility for the comparison between the simulation and the real phenomena, but it has to be noted that the discrepancy in reflectivity can result not only from the false simulation but from the calculation of reflectivity as well. The reflectivity was calculated on the basis of work of *Smith et al.* (1975) and *Proctor* (1987a). The height of the first echo was well simulated which support the simulated precipitation initialization. The spreading of the radar echo was well captured by the model, but the maximum altitude of cloud top was overestimated.

The maximum reflectivities were overpredicted during the simulation. After the appearance of the first echo the simulated reflectivity increased more rapidly than the observed maximum value. The difference was larger than 20 dBZ. By 50. min (1633 MDT) this difference has decreased to 15 dBZ, and by 57. min (1640), when the observed reflectivity and the simulated one has reached the maximum value of 55 dBZ and 62 dBZ, respectively, the difference has got only 7 dBZ. From Fig. 5b it can be seen that the larger difference in reflectivity is during the period, when the snow is the most dominant precipitation element and the difference get smaller when the dominance of snow decreases against the hail/graupel and rain. So it is believed that this discrepancy can result mostly from the not proper calculation of reflectivity of snow.

Due to the absence of ground measurement and the unsatisfactory Doppler radar observation, the precipitation rates and the strength of the outflow can be compared only with the result of other models. The simulated precipitation rate for rain is smaller than 50 mm/hr and for hail is smaller than 5 mm/hr. These values are larger than the precipitation rate of rain reported by *Proctor* (1987b), but smaller than the value of 220 mm/hr was reported by *Tripoli* on the 2nd Cloud Modelling Workshop in 1988.

Two minutes after the precipitation initially reaches the ground the horizontal outflow begins to increase and reaches its maximum value four minutes later. This maximum of outflow is equal to 23 m/s. *Proctor* (1987b) categorized this outflow as a dry microburst because the precipitation on ground was very light. The outflow strength seems to be overpredicted comparing with *Proctor's* result of 15-20 m/s. This difference can be explained by the free-slip lower boundary condition used in this model.

6. Discussion

Simulation of a small continental cumulonimbus is presented in this paper. The main characteristics are well captured by the model. Brief quantitative comparison between the model and the observation is given in *Table 1*. The maximum updraft velocity, the maximum downdraft velocity and the height of the cloud top are overpredicted by the model. These discrepancies can be the consequence of two-dimensional approximation or the incorrect reduction of horizontal wind.

The simulated liquid water contents were also larger than the observed value, but the difference is smaller than it was reported by *Helsdon* and *Farley*

(1986). The large simulated liquid water content as well as the lower cloud base can be connected with not proper initial moisture structure, because the 'King Air' during its ascend found the boundary layer drier than it was observed during the sounding (Helsdon and Farley, 1986). The well simulated altitude of the first echo and the good agreement with the aircraft observation proved the right simulation of precipitation development.

Besides checking of the model, it was tried to investigate the effect of introducing the mean hailstone temperature as a new parameter. To make comparison Eq. (5) and Eq. (6) were substituted by equations suggested by Orville and Kopp (1977). (Hereafter this approximation is called model-II, and model-I involves the calculation of mean hailstone temperature.) As it

TABLE 1
The altitudes are above the sea level and time is local time

Parameters	Observation	Simulation
Height of the cloud base	3.8 km	3.6—3.4 km
Maximum cloud top height	10.5 km	11.8 km
Spreading of 5 dBZ contour upward/downward	6—8/10—12 m/s	7/5—12 m/s
Rapid growth phase	1620—1630	1618—1631
Maximum liquid water content		
sailplane obs.	2.5 g/m ³	3.6 g/m ³
'King Air' obs.	1.8 g/m ³	2.2 g/m ³
'Aerocommander' obs.	0.3 g/m ³	1.2 g/m ³
Liquid cloud dry-out begins	1632	1630
Vertical velocity max.		
'King Air' obs.	15 m/s	11 m/s
'Aerocommander' obs.	9 m/s	8 m/s
Height of first echo	7 km	7 km
First graupel	1626, 5.8 km	1625, 6.2 km
Maximum reflectivity	55 dBZ, near to ground	62 dBZ, 3 km

could be anticipated from the result of calculation (mentioned in part 2) the model-I gives smaller updraft velocities (the difference in the maximum value is 1.5 m/s) and lower cloud top altitude (200 m). This difference can be the consequence of smaller heat transfer into the ambient air during the hailstone growth. The difference between the models would be larger if the cloud were wetter, that is the accretion of cloud water and rain by hail played more important role in the hailstone growth than it occurred in this case. In model-I the hailstones mostly sublimate instead of deposition occurring in model-II. The larger mean hailstone temperature in model-I results in a little larger accretion rates of snow and cloud ice by hail/graupel, because the collection efficiencies depend on the temperature of hailstone. (During dry growth the temperature of hailstones is supposed to be equal to that of ambient air model-II.) The differences found in the domain maximum values of different type of hydrometeors, as well as in the total mixing ratios over the domain were smaller than 10—15 percent. The larger hail/graupel and rain mixing ratios given by model-II result in a little larger overprediction of reflectivity. The wet growth regions determined by the models were also compared. The top of the wet growth region determined by model-I does not extend above 4.4 km (—7.5 °C), and the width of the region above the 4 km is generally 400 m. The wet growth region determined by model-II is larger both in height and width.

By 54. min it has reached the 5 km (-12°C) and the width of the regions above the 4 km is generally 800 m. Because the aircrafts did not observe large liquid drops above the melting level the smaller wet growth regions seem to be proved by observations. Summarizing these findings it seems clear that the effect of calculating the mean hailstone temperature was not too pronounced in this case. However, model-I reproduced the observations better. I think the effect must be more significant in the case where the precipitation forms via the spontaneous freezing of raindrops, and the hailstone collide with more liquid water. So it planned to simulate the MIST case (MICroburst and Severe Thunderstrom project) on 20th July 1986. The cloud observed this day was much wetter than the CCOPE case cloud (Wakimoto and Bringi 1988).

The modelling of ice multiplication process must be an important step forward in more proper simulation of microphysical processes taking place in storm clouds (Aleksic et al., 1989). On the basis of laboratory measurements the efficiency of multiplication depends on the temperature of graupel (Mosso, 1985) and not on the temperature of ambient air as it has been supposed in cloud models. The calculation of the mean hailstone temperature can be a potential solution for this problem in bulk parametrization.

REFERENCES

- Aleksic, N. M., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1989: A numerical cloud model study of the Hallett-Mosso ice multiplication process in strong convection. *Atmos. Res.* 23, 1–30.
- Berry, E. X. and Reinhardt R. L., 1974a: An analysis of cloud drop growth by collection: Part I. Double distributions. *J. Atmos. Sci.* 31, 1814–1824.
- Berry, E. X. and Reinhardt, R. L., 1974b: An analysis of cloud drop growth by collection: Part II. Single distributions. *J. Atmos. Sci.* 31, 1825–1831.
- Bigg, E. K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by the freezing of droplets. *Quart. J. Roy. Meteor.* 79, 510–519.
- Crowley, W. P., 1968: Numerical advection experiments. *Mon. Wea. Rev.* 96, 1–11.
- Chen, C-H. and Orville, H. D., 1980: Effects of mesoscale convergence on cloud convection. *J. Appl. Meteor.* 19, 256–274.
- Dye, J. E., Jones, J. J., Winn, W. P., Cerni, T. A., Gardiner, B., Lamb, D., Pitter, R. L., Hallett, J. and Saunders, C. P. R., 1986: Early electrification and precipitation development in a small isolated Montana cumulonimbus. *J. Geophys. Res.* 91, 1231–1247.
- Fletcher, N. H., 1962: *The physics of rain clouds*. Cambridge University Press.
- Geresdi, I., Zoltán, Cs., Székely, Cs., Molnár, K. and Stoyanov, S., 1984: A numerical model of hailstone growth. *Proceedings of the 9th International Cloud Physics Conference*, Tallin 493–496.
- Geresdi, I. and Zoltán, Cs., 1987: An one-dimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage. *Időjárás* 91, 224–237.
- Hall, W. D., 1980: A detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.* 37, 2486–2507.
- Helsdon, J. H. and Farley, R. D., 1987: A numerical modeling study of a Montana thunderstorm: 1. Model results versus observations involving nonelectrical aspects. *J. Geophys. Res.* 92, 5645–5659.
- Leith, C. E., 1965: Numerical simulation of the earth's atmosphere. *Methods in Computational Physics 4, Applications in Hydrodynamics*, Academic Press.
- Lin, Y-L., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1983: Bulk parametrization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 1065–1092.
- Mason, B. J. and Thorpe, A. D., 1966: The evaporation of ice spheres and ice crystals. *Brit. J. Appl. Phys.* 17, 541–548.
- Mosso, S. C., 1985: The origin and concentration of ice crystals in clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 66, 264–273.
- Musil, D. J., 1970: Computer modellings of hailstone growth in feeder clouds. *J. Atm. Sci.* 27, 474–482.
- Orville, H. D. and Kopp, F. J., 1977: Numerical simulation of the life history of a hailstorm. *J. Atm. Sci.* 34, 1596–1618.
- Proctor F. H., 1987a: The terminal area simulation system, Volume I: Theoretical formulation. *NASA Contract Report*.

- Proctor F. H., 1987b: The terminal area simulation system, Volume II: Verification cases. *NASA Contract Report*.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Smith, P. L., Jr., Myers, C. G. and Orville, H. D., 1975: Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parametrization of precipitation. *J. Appl. Meteor.* 14, 1156—1165.
- Temperton, C., 1977: Mixed-Radix fast Fourier transformation without reordering. *ECMWF Technical Report No. 3*.
- Temperton, C., 1980: On the FACR(1) Algorithm for the Discrete Poisson Equation. *J. Comp. Phys.* 34, 314—329.
- Tripoli, G., 1988: Convective precipitation processes (Report of group C), *Report of the Second International Cloud Modeling Workshop*. Toulouse, 29—49.
- Wakimoto, R. M. and Bringi, V. N., 1988: Operational detection of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Mon. Wea. Rev.* 116, 1521—1539.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 6. sz. 1990. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 6. Nov—Dec 1990, Budapest

Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei I.

MATYASOVSKY ISTVÁN

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

Két részből álló tanulmányunk az idősorok spektrálanalízisének módszereit tárgyalja. A matematikai eszközök bemutatásán túl szeretnénk felhívni a figyelmet a gyakorlati alkalmazás problémáira, az eredmények megfelelő értelmezésének fontosságára. Jelen cikkünkben először a tisztán folytonos spektrum, azaz a spektrális sűrűségfüggvény becslésével foglalkozunk. Ezután a tisztán diszkrét spektrum becslését tekintjük át. Az amplitúdók tesztelésére a periodogram-elemzést és a módosított periodogram-elemzést mutatjuk be.

*

Methods of spectral analysis of climatological time series I. Our study consisting of two parts discusses techniques of spectral analysis of time series. Besides presentation of mathematical tools, we wish to call attention to practical problems and importance of interpretation of results. In this paper estimation of the continuous spectrum, i.e., estimation of the spectral density function is introduced. Then estimation of the discrete spectrum is discussed. The procedures proposed here for testing of amplitudes are the periodogram test and the modified periodogram test.

Bevezetés. A meteorológiai idősorok spektrális elemzése gazdag múltat tekint vissza. *Schuster* (1898) úttörő munkája nyomán szinte megszámlálhatatlan publikáció látott napvilágot, s a téma iránti érdeklődés napjainkban sem lankad. Nem célunk irodalmi áttekintést adni, csupán megemlítjük, hogy a problémakör jelentőségét felismerve a hazai irodalomban is hamar felbukkantak a kor színvonalán álló tanulmányok (*Steiner*, 1931; *Jordan*, 1949).

E hosszú időszak alatt a matematikai apparátus igen jelentős fejlődésen ment át. A korszerű módszerek megfelelő kezelése, helyes alkalmazása nem egyszerű feladat, az egyre bővülő ismeretek csak számos matematikai cikk, illetőleg összefoglaló könyv áttanulmányozásával szerezhetők meg. Dolgozatunkban ezért arra teszünk kísérletet, hogy a legfontosabb összefüggések bemutatásával globális képet nyújtsunk a matematikai eszközökről és alkalmazásuk kérdéseiről. Igyekszünk felhívni a figyelmet a különböző eljárások előnyeire és hiányosságaira is. Mindezt, a tanulmány második részében, a közép-angliai havi középhőmérséklet 329 éves idősorán elvégzett összehasonlító vizsgálatlal próbáljuk szemléltetni.

A matematikai részletek iránt mélyebben érdeklődők számára *Anderson* (1971) munkáját javasoljuk; mely nagy precizitással íródott, de ezért csak

szármottevő előképzettség birtokában ajánlatos tanulmányozni. Néhány fontos eredmény jóval könnyebben megérthető *Yaglom* (1981) könyvéből. *Priestley* (1981) kötetét egyszerre jellemzi a matematikai igényesség és a jó érthetőség, miközben szinte egyedülállóan teljes képet nyújt az idősorok spektrálanalíziséről.

E cikk, mely a tanulmány első része, néhány alapfogalom áttekintésével indul. Ezután a folytonos spektrum, a spektrális sűrűségfüggvény becslésével foglalkozunk. A következő részben a diszkrét spektrum amplitúdóinak tesztelését elemezzük. Itt a viszonylag jól ismert periodogram-elemzés mellett kitérünk a *Szentimrey* (1988) által javasoltak szerinti módosított periodogram-elemzésre is.

1. Alapfogalmak

Legyen X_t ; $t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ stacionárius sztochasztikus folyamat. Ismeretes, hogy bármely stacionárius folyamat az

$$X_t = Y_t + Z_t$$

formában áll elő (*Yaglom*, 1981), ahol Y_t diszkrét spektrumú stacionárius folyamat, míg Z_t stacionárius folyamat $f(\omega)$ spektrális sűrűségfüggvénnyel, továbbá Y_t és Z_t korrelálatlanok. Ha $B_z(k)$ jelöli Z_t autokovariancia-függvényét, akkor:

$$f(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=-\infty}^{\infty} B_z(k) e^{-ik\omega}, \quad -\pi \leq \omega \leq \pi \quad (1)$$

vagyis a spektrális sűrűségfüggvény egy Fourier-sorba fejthető függvény, és a

$$B_z(k) = \int_{-\pi}^{\pi} f(\omega) e^{ik\omega} d\omega, \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (2)$$

Fourier-együtthatók éppen Z_t autokovariancia-függvényének tagjai.

Az Y_t folyamat K harmonikus komponens összege, azaz

$$Y_t = \sum_{j=1}^K A_j \cos(\omega_j t + \Phi_j)$$

ahol $\{\Phi_j\}$ egymástól független, a $(-\pi, \pi)$ intervallumon egyenletes eloszlású valószínűségi változók sorozata, míg $\{A_j\}$ és $\{\omega_j\}$ ismeretlen konstansok. Némi számolás után Y_t autokovarianciáira

$$B_Y(k) = \frac{1}{2} \sum_{j=1}^K A_j^2 \cos(k\omega_j) \quad (3)$$

nyerhető. Nyilvánvaló, hogy Y_t nem rendelkezik spektrális sűrűségfüggvénnyel, hiszen (1)-ben $B_z(k)$ helyett $B_Y(k)$ -t szerepeltetve minden ω -ra zérust kapunk, kivéve a $\{\pm\omega_j\}$ pontokat, ahol viszont végtelen adódik.

A gyakorlatban az X_t folyamatra vonatkozó x_1, \dots, x_N idősor birtokában kell az $\{A_j\}$ amplitúdókra, az $\{\omega_j\}$ frekvenciákra és az $f(\omega)$ spektrális sűrűség-

függvényre becslést adni. A feladat igen bonyolult, mert két tag összegére történő megfigyelésekből próbálunk az egyes tagokra következtetni.

A vizsgálati módszerek általában a periodogramból indulnak ki. Az X_t folyamat autokovarianca-függvényének szokásos

$$\hat{B}(k) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N-|k|} (x_j - \bar{x})(x_{j+|k|} - \bar{x}), \quad k = 0, \pm 1, \dots, \pm(N-1),$$

$$\hat{B}(k) = 0, \quad |k| > N-1,$$

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N x_j$$

becsléséből kiindulva az

$$I(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} \hat{B}(k) e^{-ik\omega}, \quad -\pi \leq \omega \leq \pi \quad (4)$$

kifejezést periodogramnak nevezzük. A formula (1)-gyel való hasonlósága azt sugallja, hogy a periodogram a spektrális sűrűségfüggvény becsléséül szolgálhat. Valóban, ha X_t nem rendelkezik diszkrét periódusokkal ($X_t \equiv Z_t$), akkor (4) $f(\omega)$ aszimptotikusan torzítatlan becslése, vagyis $I(\omega)$ várható értékére hosszú idősor esetén jó közelítéssel teljesül, hogy

$$E[I(\omega)] = f(\omega).$$

Ahhoz, hogy a periodogram jó becslése legyen a spektrumnak, a fenti reláción kívül az is szükséges, hogy szórása az idősor hosszának növelésével zérushoz csökkenjen. Sajnos ez nem áll fenn, mert a periodogram szórásnégyzetére nagy N esetén

$$D^2[I(\omega)] = \begin{cases} f^2(\omega), & \omega \neq 0, \pm\pi, \\ 2f^2(\omega), & \omega = 0, \pm\pi \end{cases}$$

teljesül.

Megmutatható az is, hogy két $\omega_1, \omega_2, \omega_1 \neq \pm\omega_2$ ponthoz tartozó periodogram elem kovarianciája N növekedésével zérushoz tart.

Ha X_t diszkrét periódusokat is tartalmaz, akkor

$$E[I(\omega)] = \frac{1}{4} \sum_{j=1}^K [F_N(\omega - \omega_j) + F_N(\omega + \omega_j)] A_j^2 + f(\omega) \quad (5)$$

ahol

$$F_N(\Theta) = \frac{1}{2\pi N} \frac{\sin^2(N\Theta/2)}{\sin^2(\Theta/2)}$$

az ún. Fejér-féle magfüggvény. Mivel $F_N(\Theta)$ nagy N mellett a $\Theta = 0$ ponttól távolodva rendkívül gyorsan lecsökken, ha ω nincs „nagyon közel” egyik ω_j -hez sem, akkor az első tag (5)-ben zérus. Ha ω több ω_j -hez is nagyon közel van, az egyes diszkrét komponensek összefolynak, nem megkülönböztethetők.

Csak akkor választhatók szét, ha jóval hosszabb időszorral dolgozunk. Végül, ha $\omega = \omega_1$, de a többi ω_j nincs túl közel, akkor

$$E[I(\omega)] = \frac{N}{8\pi} A^2 + f(\omega).$$

2. Folytonos spektrum becslése

Induljunk ki abból, hogy $X_t \equiv Z_t$. Amint láttuk $I(\omega)$ szórása — gyakorlatilag az idősor hosszától függetlenül — meglehetősen nagy, továbbá tetszőleges ω_1, ω_2 pontokban $I(\omega_1)$ és $I(\omega_2)$ aszimptotikusan korrelálatlan. Ennek az a következménye, hogy $I(\omega)$ nagyon erősen ingadozik $f(\omega)$ körül. Olyan módszert kell tehát konstruálni, amely $I(\omega)$ erős ugrálását kisimítja (csökkenti a szórását). Ez a periodogram

$$\hat{f}(\omega) = \int_{-\pi}^{\pi} I(\Theta) W_N(\omega - \Theta) d\Theta \quad (6)$$

alakú súlyozott integráljaként értelmezhető, ahol $W_N(\Theta)$ megfelelően választott súlyfüggvény. A gyakorlatban sokszor kényelmesebb az

$$\hat{f}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} w_N(k) \hat{B}(k) e^{-ik\omega} \quad (7)$$

formát alkalmazni, ahol

$$w_N(k) = \int_{-\pi}^{\pi} W_N(\Theta) e^{ik\Theta} d\Theta, \quad k = 0, \pm 1, \dots, \pm(N-1).$$

Megemlítjük, hogy $W_N(\Theta)$ spektrális ablak, $w_N(k)$ kovariancia-ablak néven ismeretes.

A becslés jó tulajdonságai érdekében természetesen bizonyos kritériumoknak kell teljesülnie. A gyakorlatban alkalmazott kovariancia-ablakok igen jelentős része ún. skálaparaméter ablak, amely azt jelenti, hogy $w_N(k)$ és $W_N(\Theta)$ közvetlenül nem függ N -től, hanem egy M skálaparamétertől. Ekkor $w(k)$ a $w(k) = u(k/M)$ alakban adható meg, ahol $u(x)$ bizonyos — itt nem részletezett — tulajdonságokkal rendelkezik (Priestley, 1981).

A periodogram (6) simítása azt eredményezi, hogy $\hat{f}(\omega)$ szórása — a simítás szélességétől függően — kisebb mint $I(\omega)$ szórása, ám a becslésben nemcsak az ω -hoz tartozó periodogram elem, hanem annak szomszédságában lévő elemek is szerepelnek. Ennek az a következménye, hogy $\hat{f}(\omega)$ várható értéke eltér $f(\omega)$ -tól. Kérdés, hogy az idősor hosszának növelésével miként viselkednek a becslés tulajdonságai.

Kimutatható, hogy megfelelő $u(x)$ mellett és $N \rightarrow \infty$, $M \rightarrow \infty$; $N/M \rightarrow \infty$ esetén $\hat{f}(\omega)$ szórása és $b(\omega) = E[\hat{f}(\omega) - f(\omega)]$ torzítása zérushoz tart; ezért

$$E[(\hat{f}(\omega) - f(\omega))^2] = \delta^2(\omega) + b^2(\omega) \rightarrow 0,$$

és így (6), illetve (7) a spektrális sűrűségfüggvény konzisztens becslése. Igen általános feltételek mellett az is belátható, hogy $\hat{f}(\omega)$ aszimptotikusan normális eloszlású.

Priestley (1981) számos ablakfüggvényt mutat be, az alábbiakban ezek közül emelünk ki néhányat. A trunkált periodogram ablak elnevezése onnan származik, hogy (4)-ben az első M kovariancia változatlanul szerepel, tehát a kovariancia-ablak

$$w(k) = \begin{cases} 1, & |k| < M, \\ 0, & |k| \geq M \end{cases}$$

formájú.

A Bartlett-ablak, vagy háromszögablak a

$$w(k) = \begin{cases} 1 - |k|/M, & |k| < M, \\ 0 & , |k| \geq M \end{cases}$$

alakban értelmezhető.

Igen nevezetes a

$$w(k) = \begin{cases} 1 - 2a + 2a \cos(\pi k/M), & |k| < M, \\ 0 & ; |k| \geq M, \end{cases} \quad 0 < a \leq \frac{1}{4}$$

általános Tukey-ablak, melynek leggyakrabban alkalmazott speciális esete a Tukey—Hamming ($a = 0,23$) és a Tukey—Hanning ($a = 0,25$) ablak.

Egyelőre megválaszolatlan az a kérdés, hogy a számos ablakfüggvény közül melyik a legjobb. Erre nem igen lehet egyértelmű választ adni, hiszen a becslés jósága többféleképp értelmezhető. Kijelölhető viszont egy olyan csoport, melybe a minden kritérium szerint jó ablakok tartoznak és tulajdonságaik között nincs lényeges különbség. Ennek élére a Tukey—Hamming és a

$$W_N(\Theta) = \begin{cases} \frac{3M}{4N} \left[1 - \left(\frac{M\Theta}{\pi} \right)^2 \right], & |\Theta| < \pi/M, \\ 0 & ; |\Theta| \geq \pi/M \end{cases}$$

formában megadott Bartlett—Priestley-ablak kívánkozik. Ez utóbbi azzal a tulajdonsággal rendelkezik, hogy a sehol sem negatív spektrális ablakok körében az

$$\eta^2(\omega) = \frac{\delta^2(\omega) + b^2(\omega)}{f^2(\omega)}$$

relatív átlagos négyzetes hibát minimalizálja.

Végül arról kell szót ejtenünk, hogy egy idősor birtokában miképp adjuk meg M értékét. Kis M esetén ugyanis nagy a simítás, ezért kicsi a becslés szórása, de nagy a torzítása. Ezzel szemben nagy M -re a torzítás kicsi és a szórás nagy. Igen fontos tehát azt az M -et megtalálni, amely a szórást és torzítást is viszonylag alacsony szinten tartja. Erre vonatkozóan pontos megoldás nem létezik, csupán heurisztikus megfontolások segítenek. Ezek tárgya-

lását most mellőzzük, a részletek megismeréséhez ismét *Priestley* (1981) vagy *Yaglom* (1981) munkáját ajánljuk.

Térjünk vissza az $X_t = Y_t + Z_t$ általános esetre. Mint láttuk az Y_t -ben szereplő frekvenciák közelében a periodogram várható értékének $f(\omega)$ -tól való eltérése N -nel arányos. Nem nehéz belátni, hogy a periodogram simításával nyert becslés esetén az eltérés M -mel arányos, ezért a diszkrét frekvenciák közelében a becslés megbízhatatlanná válik. Az éghajlati idősorok esetén a tisztán folytonos spektrum feltevése általában nem tartható, hiszen elég csak az éves, vagy esetlegesen létező hosszabb periódusokra gondolni. A diszkrét periódusok tesztelése tehát azon kívül, hogy fontos klimatológiai információt nyújt, lehetővé teszi a spektrum folytonos tagjának pontosabb becslését is. Erről részletesebben tanulmányunk második részében szólnunk.

3. Diszkrét spektrum becslése

3.1. *Periodogram-elemzés.* Az eljárás abból indul ki, hogy Z_t fehérzaj folyamat, tehát

$$B_z(k) = \begin{cases} \sigma^2, & k = 0, \\ 0, & k \neq 0, \end{cases}$$

amelyhez az

$$f(\omega) = \frac{\sigma^2}{2\pi}, \quad -\pi \leq \omega \leq \pi$$

spektrális sűrűségfüggvény tartozik. Szemléletesen ez azt jelenti, hogy $B(k)$ -t csak $B_Y(k)$ határozza meg, illetőleg, hogy az X_t viselkedésében mutatkozó periódikusság csak a diszkrét periódusokból fakad, hiszen $f(\omega)$ ezúttal ω -tól nem függő konstans.

A gyakorlatban a $\lambda_j = 2\pi j/N$, $j = 1, \dots, L = [N/2]$ pontokban számítjuk ki a periodogram értékét, ahol $[N/2]$ az $N/2$ egész részét jelöli. Ha ugyanis Z_t Gauss-folyamat, és Y_t, Z_t függetlenek, akkor a periodogram elemek e pontokban függetlenek, sőt ez is belátható, hogy ha λ_j közelében nincsen diszkrét frekvencia, akkor $4\pi I(\lambda_j)/\sigma^2$ χ^2_2 -eloszlású (két szabadságfokú χ^2 -eloszlású).

A periodogram tesztelésekor abból a nullhipotézisből indulunk ki, hogy $X_t \equiv Z_t$ (nincsenek diszkrét periódusok). A σ^2 becslésére a

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{4\pi}{N} \sum_{j=1}^L I(\lambda_j)$$

statisztika használható, mivel ha igaz a nullhipotézis, akkor ez konzisztens becslése σ^2 -nek (*Anderson*, 1971).

A végrehajtás során a

$$\frac{\max_{1 \leq j \leq L} \{I(\lambda_j)\}}{\sum_{j=1}^L I(\lambda_j)} \quad (8)$$

próbastatisztikát alkalmazzuk, amely $X_t \equiv Z_t$ esetén L független χ^2_2 -eloszlású valószínűségi változó maximumának és összegének hányadosa, tehát L sza-

badságfokú Fisher-eloszlású. Ha a próbastatisztika azt jelzi, hogy a nullhipotézis elfogadható, akkor a vizsgálatnak vége. Ha nem, akkor az $I(\lambda_i)$ maximális összetevőt valódinak tekintjük és az ehhez tartozó frekvencia és amplitúdó becslése:

$$\hat{\omega} = \lambda_i, \quad \hat{A}^2 = \frac{8\pi}{N} I(\lambda_i).$$

Ezután megismételjük a vizsgálatot úgy, hogy $I(\lambda_i)$ -t előzőleg kivesszük a periodogram elemek közül. A próbastatisztikát ekkor eggyel kisebb szabadságfokú Fisher-eloszlás megfelelő kvantilisével vetjük össze, s mindezt addig ismételjük, amíg szignifikáns periódust találunk. Az eljárást részletesen tárgyalja *Hamed et al.* (1988) cikke.

Nem árt hangsúlyozni, hogy a szignifikáns periódusok frekvenciájának és amplitúdójának megállapításában pontatlanság léphet fel. Semmi garancia nincs ugyanis arra, hogy az Y_t -ben szereplő frekvenciák egybeesnek a $\lambda_j = 2\pi j/N$ frekvenciák valamelyikével. Ezért előfordulhat, hogy a valódi frekvenciát a hozzá közeli λ_j -vel azonosítjuk, de lehetséges az is, hogy az illető periódust nem sikerül kimutatni. Ha hosszú az idősor, a $\lambda_j = 2\pi j/N$ felosztás igen sűrű, ezért a frekvenciák megállapításakor kicsit tévedünk, ám főleg a hosszú periódusok esetén a $T = 2\pi/\omega$ periódusidő meghatározása pontatlan lehet.

3.2. Módosított periodogram-elemzés. A periodogram-elemzés problémája — s ez a periodicitásvizsgálatra általában is jellemző —, hogy végső soron nem lehet tudni, hogy a szignifikánsnak talált amplitúdók között milyen valószínűséggel van jelen valójában nemlétező periódus (elsőfajú hiba). Minden lépésben $1-\alpha$ szinten döntünk (α az elsőfajú hiba valószínűsége), de ebből nem lehet következtetni a teljes próbasorozat elsőfajú hibájára.

Szentimrey (1988) ezért (8) és az eljárás módosítását javasolja. A nevezőben a periodogram elemek összege, vagyis átlaguk L -szerese helyett, a medián L -szeresét, vagy egyszerűbben a mediánt szerepelteti. További különbség, hogy az egyes lépésekben a nevező nem változik, tehát mindig az összes periodogram elem mediánja. A leglényegesebb momentum azonban a nullhipotézis elfogadási tartományának meghatározása. Pontosabban: legyen ξ_1, \dots, ξ_L független χ_2^2 -eloszlású változók sorozata és jelölje $S(\xi)$ ennek mediánját. A $(k+1)$ -edik lépésben, tehát miután k szignifikáns periódust már találtunk, a

$$P \left(\frac{\max \{ \xi_j, j = 1, \dots, L-k \}}{S(\xi)} \leq \beta_{k+1} \right) = 1-\alpha$$

relációból az $1-\alpha$ szignifikanciaszint melletti β_{k+1} kritikus értéket kell meghatározni. Ha az első lépésben ($k=0$) a próbastatisztika azt jelzi, hogy az $X_t \equiv Z_t$ nullhipotézis elfogadható, vagyis

$$\frac{\max_{1 \leq j \leq L} \{ I(\lambda_j) \}}{S(I)} \leq \beta_1$$

akkor a vizsgálat befejeződik. Ellenkező esetben folytatódik úgy, hogy a $(k+1)$ -edik lépés során a számlálóban a $(k+1)$ -edik legnagyobb periodogram elem szerepel, s e próbastatisztikát hasonlítjuk össze β_{k+1} -gyel.

Ekkor, ha minden lépésben $1-\alpha$ szinten vizsgálódunk, a próbasorozat elsőfajú hibája α . A próbastatisztika eloszlása Monte-Carlo módszeres szimuláció segítségével határozható meg.

Megjegyezzük, hogy a nevezőben a periodogram elemek átlaga helyett azért célszerűbb a mediánnal dolgozni, mert így kisebb a másodfajú hiba valószínűsége, azaz kisebb annak a valószínűsége, hogy egy létező periódust nem sikerül kimutatni.

Összefoglalás

Cikkünkben voltaképpen két speciális esettel, a tisztán folytonos és a tisztán diszkrét spektrummal foglalkoztunk. Az éghajlati idősorok azonban általában mindkét összetevővel bíró kevert spektrummal rendelkeznek. Az ezzel kapcsolatos matematikai eredményeket tanulmányunk következő részében tárgyaljuk.

Köszönetnyilvánítás. Köszönetet mondok Szentimrey Tamásnak a kézirat áttanulmányozása során tett hasznos észrevételeiért és tanácsaiért.

IRODALOM

- Anderson, T. W., 1971: *The Statistical Analysis of Time Series*. John Wiley, New York.
- Hamed, A. F., Szentimrey T. és Gulyás O., 1988: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II. *Időjárás* 92, 38–45.
- Jordan, K., 1949: Periódikus menetet mutató észlelések megközelítése trigonometrikus függvényvel. *Időjárás* 53, 226–231.
- Priestley, M. B., 1981: *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press, New York and London.
- Schuster, A., 1898: On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26-day period of meteorological phenomena. *Terr. Mag. Atmos. Elect.* 3, 13–41.
- Steiner L., 1931: A harmónikus analízis a meteorológiában. *Időjárás* 35, 81–84.
- Szentimrey T., 1988: A periodogram-elemzés néhány elvi kérdése. Kézirat. Országos Meteorológiai Szolg.
- Yaglom, A. M., 1981: *Stacionárius sztochasztikus folyamatok korreláció-elmélete* (orosz nyelven). Gidrometeoizdat, Leningrád.

GEORGII, HANS-WALTER: **Beeinflussen biogene atmosphärische Schwefelverbindungen das Klima?** (*Befolyásolják-e a biológiai eredetű légköri kénvegyületek az éghajlatot?*) Sitzungsberichte der Wissenschaftlichen Gesellschaft an der Johann Wolfgang Goethe Universität Frankfurt am Main, Band XXVI, Nr. 1. Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 1990. 24 oldal, 7 ábra, 39 irodalmi hivatkozás.

A kutatók mintegy tíz esztendővel ezelőtt fedezték fel azoknak a gázfázisú kénvegyületeknek a légköri jelenlétét, amelyek túlnyomórészt biológiai eredetűek: elsősorban az óceánok vizében lebegő növényekből származnak, de a szárazföldi források sem elhanyagolhatóak. E gázok — a dimetil-szulfid (DMS), a szén-diszulfid (szén-kéneg) és a karbonil-szulfid (COS) — fontos (sokak szerint meghatározó) szerepet töltenek be a természetes légköri kéntartalom alakításában. A DMS és a szén-diszulfid a légkör alsó rétegeiben gyorsan oxidálódva szulfátrészecskékké alakul, a COS viszont passzív gáz, amely először a sztratoszférában kezd oxidálódni. Napjainkban sok szó esik e nyomgázok klíma-alakító hatásáról. A DMS-ből keletkező szulfát-aeroszolkok hatékony kondenzációs magvaként működve módosítják a maritim felhők mikrofizikai szerkezetét és ezen keresztül az óceáni területek fölötti sugárzásegyenleg alakulását, míg a COS a sztratoszferikus szulfát aeroszol koncentrációt befolyásolja. Ha elfogadjuk azt a kiinduló állítást, hogy melegedő éghajlat esetén a kénvegyületek biológiai forrásai erősödnek, akkor az említett két folyamat az üvegházhatás antropogén eredetű növekedésének következményével ellentétes hatást fejt ki: a bioszféra komoly klíma-stabilizáló tényező lehet.

A neves szerző munkáját mindazok figyelmébe ajánljuk, akiket érdekelnek a Gaia-hipotézis körül kibontakozó mind szélesebb körű eszmecsere fejleményei.

Götz G.

BÖJTI BÉLA NYUGÁLLOMÁNYBA VONULT

Az Országos Meteorológiai Szolgálat kötelékében eltöltött 39 évi szolgálati idő után nyugállományba vonult *Böjti Béla*, a Siófoki Viharjelző Observatórium vezetője.

Zala megyében, Nagykanizsán született 1933. április 20-án. Már gyermekkorában a nagyszülői, falusi környezetben megérintette az a „csodálatos” viharélmény, amely egész pályafutásán át végig kísérte.

Az érettségi után a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetemen 1955-ben meteorológusi oklevelet szerzett. Ezt követően 2 évet az Albán Népköztársaság Meteorológiai Intézetében dolgozott technikai-tudományos munkatársi beosztásban. 1958-ban az egykori Országos Meteorológiai Intézet szolgálatába lépett. 1964-től mostanáig, önként vállalt nyugdíjazásáig a siófoki Viharjelző Observatórium vezetőjeként dolgozott.

Kutató munkájában elsősorban a tapasztalatra támaszkodott. Behatóan foglalkozott a Balaton vízhőmérsékletével, a pre- és posztfrontális gradiens szelek szinoptikus-statisztikai vizsgálatával, a szlovéniai instabilitási vonalak természetével és előrejelezhetőségével csakúgy, mint az időjárási radaradatok viharjelzési célokra való alkalmazhatóságával és a balatoni viharjelzés korszerűsítésével. Társ szerzője a német nyelven írt *Sturmwarnung am Balatonsee* című módszertani könyvnek, amely a balatonkutatás 1960-as években elért eredményeit összegzi. Nevéhez fűződik a balatoni viharjelzés meteorológiai kiszolgálásának technológiáját leíró útmutatás összeállítása is.

Tudományos tevékenységére a balatoni, és részben a velence-tavi viharjelzések meteorológiai kiszolgálását segítő ultrarövidtávú előrejelzések módszereinek fejlesztése volt a meghatározó. E témakörben szerzett doktori fokozatot is az ELTE Természettudományi Karán, 1972-ben. Tudományos-szakmai irodalmi tevékenységét 57 önálló, illetve szerzőtársakkal írt tanulmány fémjelzi.

1989-ben, szerzőtársakkal megosztva, a bécsi egyetemen nemzetközi *Schünze-díjban*

részesült az „Objektív módszer erős szellemű *Azori anticiklon-helyzet felismertetésére*” címmel írt német nyelvű tanulmány-pályázattal. A magasszintű nemzetközi díjakhoz hozzájárult több külföldi szakelőadása (NSZK, Olaszország, Ausztria stb.), amelyekkel szolgálatunk hírnevét öregbítette. A nevezett országok szolgálatai is köszöntötték nyugdíjba vonulása alkalmából.

Szoros kapcsolat fűzi a Magyar Meteorológiai Társasághoz, annak választmányi tagja. A Balatoni Intéző Bizottság Környezetvédelmi Szakbizottságának tagjaként jelentős ismeretterjesztő munkát is végzett. Több tudományos ismeretterjesztő cikke jelent meg a *Légykör*, a *Víziközlekedés* című folyóiratok és a napilapok hasábjain.

Pályafutása során a balatoni viharjelző szolgálat fejlesztésében kifejtett munkásságáért számos kitüntetés mellett 1983-ban megkapta a *Munka Érdemrend ezüst fokozatát* is. Vezetése alatt, az elmúlt 25 évben sikerült a meteorológiai tevékenységnek ezt a fontos, élet- és vagyonbiztonságot szolgáló ágát mind elméleti és technikai megalapozottságát, mind pedig a személyi utánpótlás kinevelését tekintve nemzetközi mércével is dicséretreméltó szintre emelnie. Irányítása alatt szakmai hibából emberéletet nem követeltek a Balatonra törő viharok.

Agilis szervező tevékenységének köszönhetően az Observatórium tudományosan megalapozott, technikailag jól felszerelt munkahelyeit, jól megszervezett munkáját, kellemes környezetét sokan, bel- és külföldi vendégek, szakemberek egyaránt megismerhették.

Túlfűtött energiájából és szívósságából közéleti tevékenységre is futotta. Elismert mozgalmi és közéleti tevékenysége egybeesett Siófok várossá fejlődésével.

Az Observatórium minden munkatársa, a viharjelzők és tisztelői nevében a megérdemelt pihenés nyugodt, hosszú éveit kívánjuk Bélának. Szakmája és a természet iránti szeretete reméljük még sok örömben fogja részesíteni aktív pihenésében.

Barth I. I.

3. NEMZETKÖZI POSZTGRADUÁLIS NÖVÉNY—IDŐJÁRÁS MODELLEZÉSI TANFOLYAM

Az Izraeli Meteorológiai Szolgálat, a Meteorológiai Világszervezet (WMO), az Izraeli Nemzetközi Kapcsolatok Minisztériuma, valamint a Közlekedési Minisztérium támogatásával rendezte meg a 3. Nemzetközi posztgraduális növény—időjárás modellezési tanfolyamot 1990. május 28-a és július 1-je között Bet Daganban (12 km-re Tel Avivtól).

Izrael állam részleges és teljes ösztöndíjakat ajánlott fel a résztvevők számára. Jelen sorok írójának a részvételi költségét végül a WMO fedezte, míg az útiköltséget a rendező ország állta. A hallgatókat a Meteorológiai Intézettől kb. 2 km-re lévő Avia Hotelben helyezték el, ami izoláltsága folytán kimondottan alkalmas tanulásra. Az órákat is a szálloda egyik konferencia termében tartották. A tanfolyam fő témája a szimulációs (növénynövekedési) modellek megismeretése volt. Mivel ez elképzelhetetlen számítógép nélkül, ezért a tanfolyam idejére a 24 hallgatónak öt IBM kompatibilis AT-t állítottak be az osztályterembe, s így a nap bármely szakában lehetőség volt egyéni tanulásra és munkára. A rendezők azon feltevése miatt, ami egyébként teljes mértékben igazolódott, hogy a résztvevők egy része először találkozik PC-vel, egy kis számítógépes bevezető is csatlakozott a tananyaghoz.

A tanfolyam főbb célkitűzéseit négy témakörben lehet megjelölni:

— Bevezetés a növény—időjárás modellekbe.

— A modellalkotás matematikai és statisztikai alapelvei.

— Személyi számítógépek használata a modellezésben, beleértve a már említett gyakorlatokat is.

— Tanulmányutak az elhangzott elméleti ismeretek gyakorlati alkalmazásának demonstrálására.

Az elméleti órák a tanfolyam után adott bizonyítvány szerint az alábbi módon oszlottak meg a témák között:

Növények éghajlati igényei: Időjárási és biológiai adatok gyűjtése:	26 óra
Bevezetés a szimulációs és statisztikus növény—időjárási modellekbe:	12 óra
Növényi és állati produkció modellezés:	14 óra
Növényállomány mikroklíma modellezés:	5 óra
Modellek konstruálása, tesztelése és verifikálása:	14 óra
Modellek gyakorlati alkalmazása:	16 óra

Esettanulmányok és gyakorlás: 50 óra
Tanulmányi kirándulások és demonstrációk: 20 óra

Az előadásokat zömmel az Izraeli Meteorológiai Szolgálat munkatársai tartották (*S. Jaffe, J. Lomas, A. Manes, Z. Alperson, Z. Gat és M. Mandel*). A meghívott előadók a szintén Bet Daganban lévő Volcani Centerből (*Prof. G. Stanhill, N. Zeligman és H. Talpaz*), a Héber Egyetemről (*Prof. I. Mahrer*), valamint egyetlen gyakorlati szakemberként a Shamir Kibbutzból (*M. Meron*) kerültek ki.

A tanulást előre kiosztott tankönyv és különnyomatok, valamint korlátlan másolási lehetőség segítette. Már megérkezésünkkor pontos tan- és utazási tervet adtak át, amelyhez végig pontról pontra ragaszkodtak. Az előadók kivétel nélkül nagy felkészültségű, szakmájukban jártas szakemberek voltak, s mindegyikük igyekezett tudása legjavát adni.

Az elméleti képzést kiegészítő gyakorlati bemutatók során elvitték a hallgatókat két, öntöző berendezést is gyártó kibucba, ahol láthattuk, hogy mire képes egy ország, ha az öntözés élet-halál kérdése. A Dan és a Netafim Kibucok rendkívül gazdag választékát nyújtják a számítógép vezérelte, mikrometeorológiai méréseket is hasznosító öntöző berendezéseknek. A Shamir Kibucban *Moshe Meron* előadónk, saját maga mutatta be az általa vezetett tanácsadó rendszer működését a Hula völgyben. Láthattunk üvegházakat és fóliasátrakat, ahol termelőegységek a saját maguk által végzett sugárzásegyenleg és PHAR (fotoszintetikusan aktív sugárzás) értékek eloszlását vizsgálják abból a célból, hogy nagyobb hozamot érjenek el. Ez a bemutató és a Volcani Centerben tett látogatásom meggyőztek arról, hogy a kísérleti agrometeorológiának, vagy ha úgy tetszik a (mérő) mikroklimatológiai tevékenységnek van értelme, s eredménye. A költséges kutató és fejlesztő munkát részben az állam, részben a felhasználók, valamint hazai és nemzetközi kutatási ösztöndíjak fedezik. Ebből a kísérleti jellegű kutató munkából remek képet kaptam, amikor meglátogattam a Volcani Centert, egy nagy agrárkutató központot. Hét intézetének tevékenysége a biológiai kutatásoktól kezdve a fajtanemesítésen át a mezőgazdasági gépfejlesztésig mindent felölel, ami érdekes lehet a mezőgazdaság fejlesztése szempontjából. Az Agrometeorológiai Osztály (Department of Agricultural Meteorology) a Talaj és Víz Intézethez (Institute of Soils and Water) tartozik hat másik osztállyal

együtt. Az osztály foglalkozik a sugárzás, CO₂ és vízfogyasztás mérésekkel, s legújabbán a távérzékelési módszerek alkalmazási lehetőségeinek vizsgálatával az öntözés előrejelzésben.

A Meteorológiai Intézetben főleg termőhelyi adottság vizsgálatokat, valamint statisztikus termés-időjárás modellezést végeznek. Gyakorlatban ugyan nem láttuk, de az előadások során elhangzott néhány olyan mikroklimatikus sugárzásmérés, amelyeket az intézet munkatársai végeztek különböző fólia takarásokkal kapcsolatban, s ezeket igen hasznos lenne itthon is megvalósítani.

A kirándulások során nemcsak szakmai láttnivalókban volt része a hallgatóságnak, hanem alkalmunk volt megtekinteni a Szentföld szinte minden láttnivalóját, végigjártuk Izraelt Dantól Ber-Shevaig.

Az izraeli szolgálat nem kis fába vágta a fejszéjét, amikor egy ilyen speciális témában hirdett immár harmadszor posztgraduális képzést. Egy harmincnapos tanfolyamba sűríteni ezt a gazdag témát és megfelelő mélységben megismertetni a

hallgatókkal, szinte lehetetlen. Személyes célkitűzésem a tanfolyam előtt a szimulációs modellekről szóló ismereteim bővítése volt. Ez végül is elég kevésbé valósult meg, az előadók egyébként tiszteletre méltó minden igyekezete ellenére. Talán jobb lett volna az egész tanfolyamot csak ennek a szűkebb témának szentelni. Mivel a hallgatók többsége viszont modellezéssel még nem foglalkozott, ezért a gyakorlott szakember számára kevés új információt nyújtott.

Megérte-e résztvenni a tanfolyamon, vetődik fel ezután a kérdés. Igen, de nem a modellezés terén szerzett ismeretek gyarapítása miatt, hanem a kísérleti agrometeorológia terén gyűjtött információkért, mivel egy, a mérés technikában nálunk jóval előbbre járó ország műszerezettségéről és mérési szisztémájáról kaptunk áttekintést. A kiváló mérési ötleteket, a megfelelő műszerezettséget jó volna itthon is megvalósítani, hisz eltekintve a klimatikus különbségektől, lehet és érdemes azokat hasznosítani a magyar meteorológiai szolgálatnak is.

Dunkel Z.

TALAJNEDVESSÉG MEGFIGYELÉSI SZEMINÁRIUM

A Központi Meteorológiai Intézet *Agrometeorológiai Főosztálya* és az OMSZ *Nemzetközi Kapcsolatok Osztálya* 1990. október 9–11. között rendezte meg talajnedvesség szemináriumát **WORKSHOP ON SOIL MOISTURE MONITORING** címmel, Szarvason. A rendezvénynek külön aktualitást adott, hogy az 1990-es év az évszázad legsúlyosabb aszályát hozta, s bár nem öröndetes módon, de rámutatott arra, hogy az ilyen jellegű meteorológiai (agrometeorológiai) tevékenység szükséges, még akkor is, ha a gazdasági körülmények nem igazolják azonnal annak hasznosságát. Ezt igazolta — a szervezőket is meglepő — nagy érdeklődés az előadásokra való jelentkezésben és a rendezvényen való részvételben is. Annak ellenére, hogy a rendezvény előkészítéséhez csak az idei évben kezdtünk hozzá, mégis néhány külföldi résztvevőt tudtunk megnyerni ügyünknek. A szemináriumon a külföldi szakemberek mellett az OMSZ, a PATE, a DATE Főiskolai Kar Szarvas és Karcag, a GATE, az ÖKI, a Laboratóriumi Műszergyár Rt., az MTA TAKI, a BME, a KÉE és a VITUKI munkatársainak jelentkezésével együtt összesen 29 előadás összefoglalóját küldték be a szemináriumra.

A beküldött előadásokat témájuk alapján három csoportba soroltuk. Az első,

a legnépesebb témakör, a műszerekkel és a mérés technikával foglalkozott **INSTRUMENTS AND MEASURING METHODS FOR DETERMINATION OF SOIL MOISTURE** címmel.

Az ehhez kapcsolt előadások:

— Results of Improvement of a Multi-purpose Soil Moisture Measuring Gauge (*S. Daróczy, I. Kocsis and J. Lelkes*)

— Operative Experience of Neutron Soil Moisture Probe (*I. Posza and A. Walkovszky*)

— Experiences in Applying the RO-810 Type Soil Moisture Recording Instrument in Hungary (*B. Csepinszky and B. Osizsár*)

— Soil Moisture Recording with Tensiometer and Control of Irrigation at Sprinkling Water Supply (*S. Daróczy, I. Kocsis and F. Ligetvári*)

— Technical Applicabilities of a Portable Soiltester (*I. Kocsis, A. Darida and J. Magyar*)

— Comparison of some Soil Moisture Measuring Apparatuses under Sprinkler Irrigated Rice (*Cs. Ipsits, T. Kovács and I. Péterfi*)

— The Reputation and Development of Soil Moisture Measuring Methods and Instruments in the Framework of the USSR State Commission for Hydrometeoro-

logy (A. D. Pasechnyuk, I. A. Permyakov and A. I. Gusev, Soviet Union)

— Soil Moisture Sensor „VIRIB” and its Use in Agriculture (T. Litschmann, Czechoslovakia)

— The TAKI MOBILLABOR, an Agrometeorological Field Laboratory (F. Csillag, E. Molnár and L. Pásztor)

— An Airborne Microwave Radiometer System for Soil Moisture Mapping (G. Ijjas)

— Remote Sensing Soil Research in Optical Range Waves and Estimation Soil Moisture (V. Kazandjiev, Bulgaria)

— Cooled Soil Moisture Measuring (A. Brandelík, Germany)

— Experience of Isotopic Soil Moisture Measurements. Estimation of Measuring made on Danube Island „Szigetköz” (Z. Vargay)

— Comparison of the High Frequency Soil Moisture Measuring Device with Neutron Probes (A. Walkovszky)

— Areal Distribution of Surface Soil Moisture Content Determined by different Measuring Methods (K. Rajkai)

A második csoportba kerültek a talajnedvesség számítással és modellezésével foglalkozó előadások. A második rész címe: METHODS AND MODELS FOR CALCULATION OF SOIL MOISTURE.

— Simulation of Soil Moisture Dynamics (G. Georgiev and V. Aleksandrov, Bulgaria)

— A Simple Method for Soil Moisture Content Monitoring using only Standard Meteorological Observation (A. Stollár, Cs. Tiringner, K. Lambert and Z. Dunkel)

— Determination of Water Balance Components on the Basis of Climatic Data (Z. Varga—Haszonits, K. Lambert, L. Tölgyesi and A. Bussay)

— Advantages and Limitations in Soil Moisture Measurement and in the Simulation of the Water Balance in Agricultural Water Management (Z. Gáspár)

— The Study of the Moisture Dynamics of different Soil Moisture Regulation Treatments (T. Tóth and A. Karuczka)

— The Limiting Parameters and Reduction Coefficients for the Components of the Equation of Soil Water Balance (S. Galka)

— Water Balance for Irrigation Scheduling: Development. Test and Implementation in the Framework of a Regional Agrometeorological Service (D. De Falcis, V. Marletto and F. Zinoni, Italy)

— SOILWAT Computer Consultancy Model for Irrigation (S. Szalóky, L. Szőke-Molnár and Z. Almási)

Az utolsó szekcióba tartoztak az egyéb vizsgálatok: METEOROLOGICAL STUDIES CONNECTED WITH THE SOIL MOISTURE PROBLEM.

Az ide sorolt előadások:

— Verification of an Evapo-Transpiration Model Using Neutron Probes (M. Meron, M. Fuchs, R. Halel and R. Feuer, Israel)

— Using of Microprocessor Systems in Operational Agrometeorological Data Assimilation (G. Georgiev, Bulgaria)

— Influence of the Hilly Relief on the Water Regime, the Water Consumption and the Moisture of the Grape Vine (S. Stoychev, Bulgaria)

— The Influence of Winter Snow Cover's Change on Start Soil Moisture Content of Vegetation Period in Hungary. A Climatological Examination (L. Tőkei and Zs. Flachner)

— Examination of Long Term Hypothetic Soil Moisture Content in Hungary (Z. Dunkel and Cs. Tiringner)

— The Role of Soil Moisture in the Plant Growth Models (M. Hunkár)

Az előadásokat a szeminárium első két napján a DATE Főiskolai Kara tanácskozó termében tartottuk meg. A harmadik napon műszerbemutatóra került sor a Szarvasi Agrometeorológiai Observatóriumban. A bemutatón megtekintettük az MTA Talajtani és Agrokémiai Intézete „TAKI” mozgó mérőlaboratóriumát, ami a talajnedvesség mérés mellett számos kémiai és növénytani elemzés végrehajtását és kiértékelését teszi lehetővé a helyszínen. A BME Mikrohullámú Tanszéke az általuk konstruált, s repülőgépről mérő mikrohullámú készülékét mutatta be. Két könnyű hordozható műszerrel ismertetett meg a Laboratóriumi Műszergyár Rt. Ezek a műszerek hamarosan kaphatók lesznek, s mind a kezelésük, mind az áruk alkalmassága teszi őket akár a kisebb gazdaságokban való felhasználásra. Az Öntözési Kutató Intézet szántóföldi vízádagolót állított ki. A Keszthelyi Agrártudományi Egyetem egy izraeli, míg az OMSZ egy bolgár izotópos talajnedvesség-mérőt mutatott be. A bemutatón napján a helyi intézetek, Öntözési Kutató Intézet, DATE Főiskolai Kar, szép számú érdeklődő munkatársa mellett a Bajai Vízügyi Főiskola 10 hallgatója is megjelent. A megjelentek és a rendezők nagy meglegésére, ragyogó időben került sor a műszerbemutatóra. Az előadások anyagát 1991 elején külön kötetben kívánjuk megjelentetni.

Dunkel Z

EMLEKÜLÉS DR. SCHENZL GUIDO HALÁLÁNAK 100. ÉVFORDULÓJA ALKALMÁBÓL

1990. október 2-dikán és 3-dikán, dr. Schenzl Guido halálának századik évfordulója alkalmából az Országos Meteorológiai Szolgálat, az Osztrák Meteorológiai Intézet, valamint a Magyar és Osztrák Meteorológiai Társaságok közös megemlékezést tartottak a Fertő tó melletti Rust városban, valamint a stájerországi Admontban.

Dr. Schenzl Guido a Meteorológiai és Földdelejeségi Magyar Királyi Központi Intézetnek első igazgatója volt. Idegen földön, a felső-stájerországi Hauz községben született 1823. szeptember 28-dikán. Orvosnak készült, de mivel a grazi egye-

1854-ben egy önálló reáliskola felállítását tervezi a város, igazgatójával Schenzl kéri fel, akit 1855-ben ki is neveznek. Jó barátságba került *Kruspér István*nal és kiválóan megtanult magyarul. Rövidesen a Magyar Földtani Társaság levelező tagjává választja. Már az iskola építései — a Toldy Ferenc utcában — gondolt egy időjárási megfigyelésekre alkalmas helység kialakítására, így a reáliskolában már 1861-től rendszeres meteorológiai és földmágnességi megfigyelések folytak és csaknem minden időjárási elemet megfigyeltek és regisztráltak. Rövidesen e reáliskola obszervatóriuma Akadémiai Észleldévé fej-



1. ábra. Az emlékülés hallgatósága Rustban a Seehofban

temnek nem volt orvosi kara, ezért a filozófiai fakultásra jelentkezett, majd rövidesen az admonti bencés monostor noviciusa lett. Itt minden idejét a természettudományok tanulmányozásának szentelte. Mivel a monostorban jól felszerelt meteorológiai állomás működött, módjában állt rendszeres időjárási megfigyeléseket is végeznie, valamint éghajlati kutatásokkal foglalkoznia. 1846. októberében pappá szentelték, de mivel a tanári pálya iránt érzett hivatást, ezért az apát a grazi egyetemre küldte. 1850-ben matematika-fizikából és böleselethől doktorált, 1851-ben Bécsben államvizgát tett, majd tanárként Marburgba került. A budai főgimnázium megüresedett természettudományi tanszékét ajánlották fel neki, amit ő nehéz szívvel, de elfogadott.

lódott, a megfigyelési adatokat azonban a bécsi K.u.K. Akademie der Wissenschaft, majd a Zentralanstalt kapta meg és dolgozta fel. Ekkor még önálló magyar meteorológiai intézetről szó sem lehetett, mivel az 1848-as felendülést követő abszolutizmus derékba tört minden kezdeményezést, ami az önálló magyar élet kibontakozását segítette volna. Mindezek ellenére ez az Akadémiai Észleldé volt a későbbi Magyar Meteorológiai Intézet bölcsője.

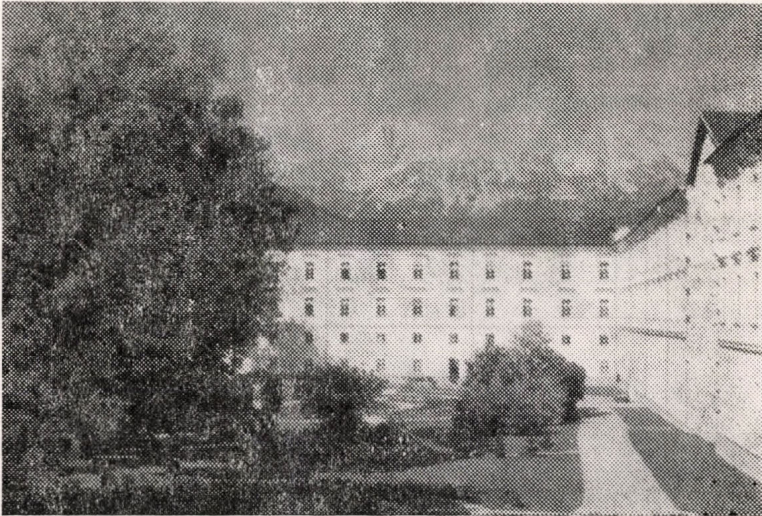
Schenzl a kiegyezés előtt nehéz helyzetbe került. Az osztrák hivatalnokok szemére vetették, hogy túl sokat tett a magyarokért, míg a magyar szélsőségesek nem tudták megbocsátani osztrák származását. Ekkor komolyan gondolta, hogy visszatér hazájába, de báró *Eötvös József* kérésére, akinek Schenzl nagy tisztelője volt, végül

s maradt. 1867. januárjában — ekkor 44 éves — a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagja lett és beválasztották a Természettudományi Bizottságba.

Ekkor merült fel az önálló magyar meteorológiai intézet felállításának gondolata. Eötvös József kultuszminister a király elé terjesztette az Akadémia javaslatát, aki azt jóváhagyta. Bár az első szervezeti szabályzat 1869-ben elkészült, a megvalósítás még sok nehézségbe ütközött, míg végre *I. Ferenc József*, 1870. július 12-dikén szentesítette a Magyar Meteorológiai és Földdelejtési Intézet létesítését és igazgatójának dr. Schenzl Guidot nevezte ki. Az intézet szervezése sok nehézségbe ütközött. Csak 1870 végén sikerült a várban, az ún. Hoffhauser ház első emeletén három szobát bérelni. Schenzl egy nagyobb lét-

1886-ban megkapta a III. oszt. Vaskorona rendet és Szentszéki tanácsos lett. Levelező tagja volt az Osztrák Meteorológiai Társaságnak, a Magyar Földrajzi Társaságnak és a Magyar Természettudományi Társaságnak.

1886-ban az admonti káptalan visszarendeli a súlyosan megbetegedett apát mellé adminisztrátornak. Nagyon nehéz szívvel hagyta el hazánkat, amelyet igen megszeretett. Távozásakor a magyar tudós körök őszinte sajnálatuknak adtak hangot. 1890-ben, még az apát életében, pápai engedéllyel, admonti apáttá szentelték. Ezt a nagyon magas kitüntetést sajnos nem sokáig élvezhette, mert még ugyanebben az évben, 1890. november 25-dikén Grazban meghalt. Az apátsági főtemplom kriptájában helyezték örök nyugalomra. Temetésén az



2. ábra. A monostor temploma

számú — saját épületben levő — intézetről álmodott, ez azonban még sokáig váratott magára. Schenzl már 1870-ben 42 észlelő állomást szervezett és 1871-ben kiadta az első Évkönyvet, amely két nyelven (magyar és német) jelent meg. Az intézeti létszám ekkor mindössze három fő volt; az igazgató, egy obszervátor és egy segéd.

Schenzl 16 évig vezette a Meteorológiai és Földdelejtési Intézetnek az egész országra kiterjedő munkáját. Közben átköltözött a Lovas-úton levő Novák-féle villába. Számos kitüntetésben részesült; 1871-ben a Société Impériale des Naturalistes de Moscou, majd 1876-ban a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja lett. Ugyanebben az évben az Akadémia Nagydíjával tüntették ki. 1880-ban az Astronomische Gesellschaft tagjává választotta.

Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézet is képviseltette magát.

A magyaros érzelmű, de monostorához mindig hű tudós kiváló személyiség volt, és a magyar iskolaügy és a természettudományos kutatás terén nemzetközi elismerést és megbecsülést szerzett hazánknak. A magyar meteorológusok intézetük első igazgatóját is tisztelhetjük benne. Nem véletlen tehát, hogy halálának centenáriumát mind a magyar, mind az osztrák meteorológusok méltóképpen kívánták megünnepelni.

Az ünnepélyes megemlékezésre (1. ábra) először Rust szabad királyi városának egyik nagymúltú épületében, a Seehofban került sor. *Prof. ifj. Steinhauser*, az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatójának bevezető szavai után

dr. Neuwirth. az Osztrák Meteorológiai Társaság nevében üdvözölte a jelenlévőket, kihangsúlyozva az osztrák-magyar együttműködés jelentőségét és azt, hogy az ünnepi ülést együtt rendezhették meg. Ezt követte *dr. Zách Alfréd* megemlékezése *dr. Schenzl Guidoról*, a Magyar Meteorológiai Intézet első igazgatójáról, a későbbi admonti apátról. Életrajzát és munkásságát ismertette kitért a tudós, a nagyszerű szervező mindazon tevékenységére, amellyel elősegítette hazánkban a természettudományok önálló kibontakozását. Megemlítette mindazon nehézségeket, amelyekkel Schenzlnek szembe kellett néznie, hogy egy önálló meteorológiai intézetet létesíthessen, hiszen az 1870-es években ilyen csak Párizsban, Londonban, Szentpétervárott és Bécsben létezett. *Dr. Zách* befejezésül idézte Schenzl szavait, amelyek híven tükrözik jellemét és a magyarokhoz való viszonyát: „Mindezt azért tettem, hogy a magyar nemzet iránt érzett hálámnak és tiszteletemnek kifejezést adjak”.

Ezt követően beszámolóik hangzottak el az osztrák-magyar tudományos és technikai együttműködés eredményeiről és terveiről. *Dobesch-Kozma* szerzőpáros a Fertő tó klimatológiáját ismertette, kiemelve azokat a különleges hatásokat, amelyeket a tó okoz a közvetlen környezetben. Nem véletlen tehát az igen elterjedt szőlőművelés a tó környékén. *Vissy Károly* és *N. Felkel* a rövid- és középtávú előrejelzés módszereiről és az elért eredményekről számoltak be, kitérve azokra az együttműködési területekre, ahol még némi hiányosságok mutatkoznak. Végül *O. Svábik* és *E. Wirth* a jégesőelhárítással összefüggő közös vizsgálatok eredményeiről és nehézségeiről számoltak be.

Az előadások utáni hozzászólások keretében a jelenlévők a technikai együttműködéssel kapcsolatos kérdéseket vitatták meg, különös tekintettel az adaterésre, a radarinformáció cseréjére és a távközlési rendszer jobb kihasználtságára. Végül *dr. Neuwirth* a két ország jövőbeni együttműködésének további lehetőségeit ismertette, megemlítve az osztrák parlament által nyújtott támogatást, ösztöndíjakat a kelet-középeurópai országok részére, ahol az átalakulások a meteorológia és a hidrológia területén is jelentkeznek. Említést tett még a Magyar és az Osztrák Meteoroló-

giai Társaságok további közös együttműködéséről is.

Az ünnepélyes hangulatban lezajlott ülés után a Seehof ódon boltívei alatt svédasztal várta a megjelenteket, így alkalom nyílt a kötetlen, baráti megbeszélésekre is. A résztvevők egy része rövid városnézés után visszatért Budapestre, míg a másik része útnak indult az Enns völgyében fekvő Admontba.

Admontot már 859-ben említi az írás és az 1074-ben alapított monostor Ausztria egyik legjelentősebb apátsága. A monostor templomában tartotta meg másnap reggel *Benedikt Schlöniacher* admonti főapát az ünnepélyes koncelebrált szentmisét, amelynek keretében Schenzl Guido volt apátról is megemlékezett. Mivel Schenzl a templom kriptájában nyugszik, az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság, az ELTE Meteorológiai Tanszék, valamint a Toldy Ferenc reáliskola küldöttei a sírhely feletti oltáron helyezték el a kegyelet koszorúit (2. ábra). Az admonti perjel, *P. Bruno Hubl* emlékezett meg Schenzl életútjáról, majd *dr. Zách Alfréd* mondott néhány szót a 35 évig Magyarországon tevékenykedő néhai admonti apátról.

A szíves vendéglátás után a perjel ismertette a monostor történetét, amelyet *Gebhard* salzburgi érsek alapított, majd az itt található, napjainkra igen modernné fejlődő iskolában folyó oktatásról szőtt néhány szót. Ezt követően a jelenlévők Európa egyik legszebb barokk berendezésű könyvtárát tekinthették meg. A könyvtár freskói Altomonte alkotásai, szobrait és domborműveit Th. Stammel készítette a XVIII. század közepén. Az 1865-ben pusztító tűzvészben a könyvtár, amelyben 120 000 kötet könyvet, 800 ősnymtatványt és 1100 régi kéziratot őriztek, szenesére megmenekült. A könyvtáron kívül még megtekintették a természettudományi múzeumot is, amelynek egyedülálló érdekessége a 300 000 rovarot tartalmazó gyűjtemény.

Az emlékülés méltó volt a Meteorológiai Intézet első igazgatója iránti megbecsülés kifejezéséhez és jó példája volt annak az együttműködésnek, amely a magyar és az osztrák meteorológiai szakemberek között kialakult.

Hallamáné Lépp Ildikó

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerint betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65—70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, 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 másodikkhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

Táblázatok: A táblázatokat számozással, szöveggel 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 **külföldenyomatot** kapnak. Több külföldenyomat a szerző költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg rendelhető.

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: **dr. Mészáros Ernő**
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 135-3500
Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11.
Telefon: 122-1285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: **Horti József** vezérigazgató
90-05296 Z—P Formular Kit, Kkfháza
Felelős vezető: **Bodor Béla** ügyvezető igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329