

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

89. ÉVF. ★ 6. SZÁM ★ 1985. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

<i>Heintzenberg, J.—Mészáros, Á.</i> : Elemiszén, kén és fémek koncentrációja magyarországi háttérszennyezettség-mérő állomás adatai alapján (angol nyelven).....	313
<i>Götz Gusztáv</i> : Az éghajlati problémakör áttekintése (angol nyelven)	320
<i>Jakus Emma</i> : A mennyiségi csapadékelőrejelzés helyzete és perspektívái	329
<i>Mika János</i> : Érzékenységi becslések a klíma-modellek fizikai-statisztikai összesítése útján	339
<i>Simon Zsuzsanna</i> : Radarral meghatározott, valamint csapadékmérőkkel mért területi csapadékmennyiségek összehasonlítása nem konvektív időjárási helyzetekben ...	352
Krónika	363

CONTENTS

<i>Heintzenberg, J.—Mészáros, Á.</i> : Elemental carbon, sulfur and metals in aerosol samples at a Hungarian regional air pollution station (in English)	313
<i>Götz Gusztáv</i> : The climate problem -an overview (in English)	320
<i>Jakus Emma</i> : On the situation and perspective of the quantitative precipitation forecasting	329
<i>Mika János</i> : Sensitivity estimations based on physical-statistical synthesis of climate models	339
<i>Simon Zsuzsa</i> : Comparison of areal precipitation estimated by radar with that of measured by raingauges in non-convective synoptic situations	352
Chronicle	363

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 89. ★ NO. 6. ★ NOVEMBER—DECEMBER 1985. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MESINGER, F. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BENGTSSON, L. (Reading)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BÖHME, W. (Potsdam)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
FISHER, B. (Leatherhead)	SPÁNKUCH, D. (Potsdam)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	STELCZER K. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	TAYLOR F. W. (Oxford)
HAMAN, K. (Warsawa)	TÁNZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS, A. (Budapest)	VITEK, V. (Prahá)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrád)	WHELPLEDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR Gy. (Budapest)	WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

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

Egyes szám ára 50 Ft

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 6. szám, 1985. november–december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 6. Nov–Dec. 1985, Budapest

Elemental carbon, sulfur and metals in aerosol samples at a Hungarian regional air pollution station

HEINTZENBERG, J., *Department of Meteorology University of Stockholm, S—10691 Stockholm and*
MÉSZÁROS, A., *Institut for Atmospheric Physics, H—1675 Budapest, P. O. B. 39*

Elemi szén, kén és fémek koncentrációja magyarországi háttérszennyezettség-mérő állomás adatai alapján. Az aeroszolminták elemi széntartalmát optikai módszerrel határoztuk meg. A kapott értékeket az ugyanazon állomásról származó kén, ólom, vanádium és kén-dioxid-koncentrációkkal együtt a Hamburgban (NSZK) mint városi referencia-állomáson nyert adatokkal hasonlítottuk össze. Az elemi szén, kén, ólom, vanádium és SO₂ átlagos koncentrációja rendre 810, 3200, 48, 4,4 és 7600 ng m⁻³ a magyar állomáson, ami 2,8, 1,9, 9,2 4,5 és 2,0-szer kisebb, mint a hamburgi átlagértékek. Az átlagos koncentrációjú elemi szén-részecskék abszorpciók együtthatója $8 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ (0,5 μm hullámhosszon). Az átlagos koncentrációérték alapján kiszámítható maximális melegedési sebesség hóval borított felszín felett derült időben 0,05 K/óra.

✕

Elemental carbon, sulfur and metals in aerosol samples at a Hungarian regional air pollution station. The elemental carbon contents in seventy aerosol samples from a Hungarian rural station were determined by using an optical method. The EC concentrations together with particulate S, Pb, V and SO₂ concentrations from the same site were compared to concentrations obtained in Hamburg (FRG) as an urban reference site. EC, S, Pb, V and SO₂ had average concentrations of 810, 3200, 48, 4.4 and 7600 ng m⁻³, respectively, which were 2.8, 1.9, 9.2, 4.5 and 2 times lower than the values from Hamburg. From the average EC concentration an absorption coefficient of about $8 \times 10^{-6} \text{ cm}^{-1}$ can be derived while the maximum hourly heating rate over snow covered surfaces under clear sky is about 0.05 K/hr.

✕

Introduction. Elemental carbon (EC) is one of the key substances in the atmospheric aerosol. Under most circumstances EC comprises the mass fraction in the aerosol which causes the absorption of solar radiation thus leading to an aerosol induced warming of the lower troposphere (Rozenberg, 1982). Besides this climatic effect, EC is involved in the formation of the major air pollutant sulfate through the catalytic oxidation of SO₂ on EC particles (Novakov, 1984). EC is formed as Aitken particles in the incomplete combustion of any carbon containing fuel and acts thus as carrier surface for condensing toxic substances such as polyaromatic hydrocarbons evolving from the same combustion sources. Except for naturally occurring fires the sources of EC are exclusively anthropogenic combustion processes such as in power plants, diesel cars or gas flares.

Despite these well-known climatic and health effects of EC only few studies have been performed quantifying its occurrence in urban and rural air. Nearly all of these investigations took place in the United States (Macias et al., 1981; Countess et al., 1981; Wolff et al., 1983). The second most important regional source of air pollution besides the Eastern United States is Europe. However, there are very few, mostly qualitative studies concerning EC or soot in European

air masses (Rodhe et al., 1972; Davies et al., 1984). Besides investigations of EC at urban European locations (Heintzenberg and Winkler, 1984; Heintzenberg and Covert, 1984), only EC deposition in precipitation has been studied systematically in Europe (Ogren and Charlson, 1984).

Through a cooperative Hungarian/Swedish effort, a first time series of EC concentrations in rural European air masses was collected in Hungary. The data overlap to a large extent with the urban EC-series collected at Hamburg, FRG (Heintzenberg and Winkler, 1984). Thus they provide the possibility for rough estimates of the regional extent of EC in the European aerosol and its climatic effects. The analysis of other chemical elements in the EC samples allowed the correlation of EC with other combustion derived components such as sulfur, lead and vanadium.

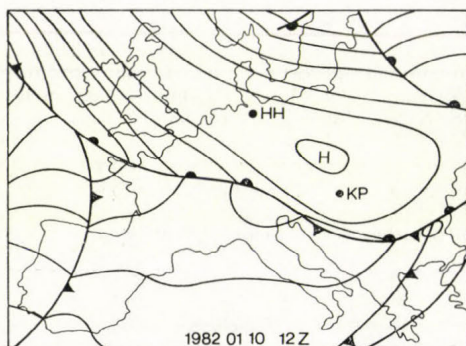


Fig. 1: Surface weather map of Europe during the height of the smog episode in January 1982. The site of the present study is marked as KP for K-puszta. The site of the urban study at Hamburg is shown as HH. 1 cm on the map corresponds to 300 km at 60 °N.

Experimental. The sampling site is located about 60 km south east of Budapest at the Hungarian regional air pollution station Kecskemét (K-puszta). It is marked as KP in Fig. 1. During the period June 1981 through July 1982 seventy 24h aerosol samples were taken on 0.4 micrometer Nuclepore filters operating at 15–30 cm sec⁻¹ face velocity.

EC was analysed by an optical method described in Heintzenberg, 1982. Prior to the EC analysis the sample filters underwent PIXE analysis (proton induced x-ray emission) for the determination of sulfur, lead and vanadium (see Mészáros et al., 1984). The sample area affected by the proton beam was cut out before the filters were dissolved for the EC analysis.

At the same site, SO₂ was determined by means of standard wet-chemical techniques. The gas concentrations reported in the present study are averages over the aerosol sampling periods.

Results. The seventy aerosol samples which were taken during our study covered the total time period rather unevenly with 3-8 samples per month. Hence, we do not attempt to present a comprehensive picture of the compo-

TABLE I

Grand average gaseous and particulate trace element concentrations in ng m⁻³ at K-puszta, Hungary, June 1981–July 1982. Urban values from Hamburg, FRG are shown for comparison

	Vanadium	Lead	Elemental Carbon	Particulate Sulphur	SO ₂ –S
K-puszta	4.4	48	810	3200	7600
Hamburg	20 ¹	440 ¹	2300 ²	6100 ¹	15,000 ²

1) ARF, 1983. 2) Heintzenberg and Winkler, 1984.

sition of the rural European aerosol. The results of this pilot study rather are ment to show how internally consistent data on aerosol composition can be derived with simple sampling techniques and multielement analyses. At the same time, a first set of elemental carbon data in rural Europe was derived which can be used in assessments of the regional climatic effects of light absorbing aerosols in Europe.

Grand average sample results are given in *Table I*. The sulfur components are about a factor of two lower than in the urban air at Hamburg. At both sites, more than 2/3 of the total sulfur is in the gas phase indicating rather unaged air pollution. EC and the heavy metals have between 3 and 10 times

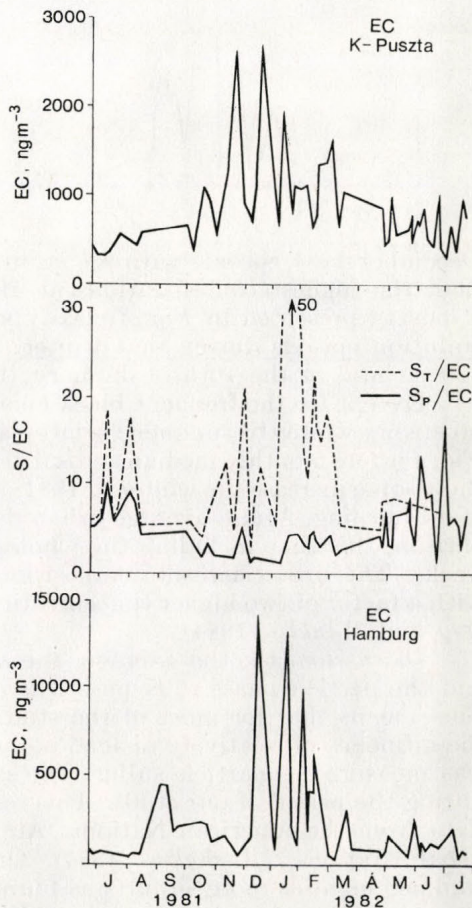


Fig. 2: Elemental carbon (EC) in ng m^{-3} at rural (K-pusztas) and urban (Hamburg) locations during 1981 - 1982. The ratios of particulate sulfur (S_P) to EC and total sulfur $S_T = (S_P + SO_2 - S)$ to EC in K-pusztas are plotted in the center part of the graph.

lower concentrations at the rural site. With the specific absorption of $10 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ of the calibration soot for our optical method for the EC analysis we derive an average light absorption coefficient σ_{ap} of $8.1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ at $0.55 \mu\text{m}$ wavelength which is comparable to values measured at the NW-coast of the U.S. (Waggoner et al., 1981).

In *Fig. 2* the variation of EC during our experiment is compared to EC-data taken in Hamburg at the same time. The most prominent features at both locations are the frequent episodes with very high EC-concentrations

during winter. During periods of stagnant air over Central Europe, EC-concentrations increase up to tenfold values. In Hamburg, the strongest smog episode occurred around the 10th of January, 1982, (Blanchet et al., 1985); see Fig. 1 for the weather situation. It is reflected in the K-puszta data too, but not with the highest EC-levels. Here the maximum occurred during the

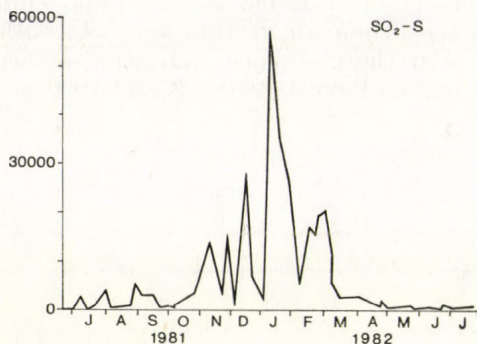


Fig. 3: Monthly median mass concentrations in ng m^{-3} of sulfure interpreted as sulphate (SO_4), elemental carbon (EC), lead (Pb), and vanadium (V) at K-puszta, Hungary. For comparison, urban EC-concentrations at Hamburg, FRG are plotted as dotted line (EC_{HH}).

December 1981 episode with $2.7 \mu\text{g m}^{-3}$ which is about a factor of ten lower than the highest concentrations at Hamburg. However, the SO_2 results at K-puszta presented in Fig. 3 clearly show the January case as the strongest pollution episode during that winter. SO_2 concentrations increased to nearly $120 \mu\text{g m}^{-3}$ at the 10th of January, 1982.

Except for the frequent black episodes in winter, the aerosol data exhibit no strong winter to summer variations. This finding is more clearly visible in Fig. 4 where monthly median aerosol data are collected. Only EC and vanadium show some increase the winter of 1981, a possible indication of a common source of oil burning. Again, average urban data from Hamburg are plotted for comparison, this time including the whole body of 344 daily samples (5 days per week). The urban aerosol composition exhibits stronger seasonal variations with a factor of two higher concentrations during the winter months (Heintzenberg and Winkler, 1984).

Discussion. On the average, the sulfur partition between the gas phase and the particle phase at K-puszta is in favour of the gas phase (see Table I). This means that for most of the studied time period, the station was under the influence of relatively unaged polluted air masses. 30% of the total sulfur was measured as particle sulfur. The same percentage was found in Hamburg during the period of our study. This result is in agreement with the long-term data from the American National Air Sampling Network at urban and non-urban stations, (Altshuller, 1984). Only during the cleanest parts of the summer months, more sulfur was found in the particulate phase as measured at remote continental sites such as Whiteface Mountain, USA (Kelly et al., 1984).

Relating EC and sulfur results gives insight into the removal processes for these two combustion products. Ogren and Charlson (1984) measured the wet deposition of EC and Sulphate in Sweden and compared sulfur/EC ratios in their rainwater samples with emission data from Western Europe. The ratio of total sulfur to EC in the countries which are most strongly affecting air masses passing over K-puszta is about 80. This ratio is derived by taking into account the climatological analysis of back-trajectories by Iványi and Mersich

(1984) for the station K-pusztá. They found that both two- and four-day trajectories come mainly from the NW- and SW-sectors and cover distances greater than 800 km and 400–800 km respectively.

However, our average particulate sulfur to EC ratios are around 4 which is of the same order of magnitude found by *Ogren* and *Charlson* (1984) in Swe-

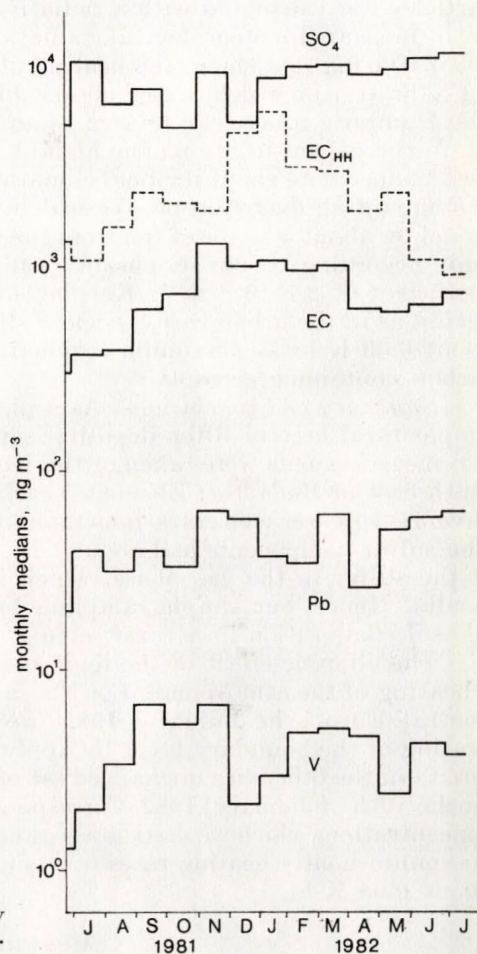


Fig. 4: SO_2-S in $ng\ m^{-3}$ at K-pusztá, Hungary during 1981–1982.

dish precipitation. For total sulfur $S_T = (S_P + SO_2 - S)$ to EC an average value of 13 is found. The two ratios are plotted in the center part of Fig. 2 for each of our samples. The values of S_P/EC are somewhat lower during the winter months while the ratio S_T/EC shows strong maximum during the winter pollution episodes. A value of 50 is reached during the January 1982 case which comes closest to the source characteristics.

As *Ogren* and *Charlson*, we found the ratio S_P/EC to be roughly one order of magnitude lower than in the Western European sources. They explained this result by fast removal rates of sulfur near the sources where most of it is present as SO_2 and slower removal rates of initially hygroscopic EC during the first days after emission. This explanation is consistent with results of *Covert*

and Heintzenberg (1984), who found that EC in samples collected at Stockholm was relatively non-hygroscopic.

The climatic implications of light absorbing aerosols have been investigated mainly by means of radiative transfer calculations based on aerosol models with rather limited observational data base. For the case of the January 1982 smog episode, atmospheric heating due to light absorbing particles was calculated with a radiative transfer model for a nearly complete set of measured meteorological, radiation, and chemical data (Blanchet et al. 1985). During that smog, the heating of the boundary layer reached values of 0.4 K/hr at noon which caused observable temperature and humidity changes. The Hamburg results can be seen as an upper limit of local climatic effects of EC in the urban situation. The highest EC concentrations at K-pusztá can be used to speculate about regional climatic effects of EC particles during episodes of stagnant air over Europe. We scaled the EC values in the radiative transfer model by about a factor of ten from the urban level to reach the regional upper limit according to our K-pusztá results. This yields an aerosol absorption coefficient of $2.7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. Keeping all other atmospheric and surface properties as in the urban case, i.e. clear sky and snow covered surface, we derive about 0.05 K/hr as maximum regional atmospheric heating due to elemental carbon containing aerosols.

Summary and conclusions. As a pilot study for multielement analysis on simple total aerosol filter deposits, seventy aerosol samples and concurrent SO_2 measurements were taken at the Hungarian air pollution station K-pusztá south east of Budapest. Elemental carbon, vanadium and lead were found to have 3–10 lower concentrations than at the urban reference site in Hamburg. The sulfur components had about half the Hamburg concentrations with 2/3 of the sulfur in the gas phase, which is in agreement with other non-urban results. Hence, our simple sampling technique yielded consistent results on aerosol composition in a rural setting.

The climatic effect of the light absorbing EC particles consists mainly in a heating of the atmosphere. For the case of an extreme smog which governed Central Europe in January, 1982, we calculated the maximum of the EC heating of the boundary layer by applying EC concentrations measured at K-pusztá in the otherwise unchanged set of observational data taken at Hamburg on the 10th of January, 1982. Corresponding to the roughly ten times lower EC concentrations which we used as a regionally representative estimate we derived maximum hourly heating rates over snow covered surfaces under clear sky of about 0.05 K/hr.

REFERENCES

- Altshuller, A. P., 1984: Atmospheric particle sulfur and sulfur dioxide relationships at urban and nonurban locations. *Atmospheric Environ.*, 18, 1421–1431.
- ARF, 1983: Elementaranalyse von Schwebstäuben, vollständige Analysenergebnisse des ARF – Luftstaub – Verbundprogrammes LVPr, Bericht KfK – AFR 007, Kernforschungszentrum Karlsruhe, 52 pp.
- Blanchet, J. – P., Heintzenberg, J., and Winkler, P., 1985: Atmospheric heating during an extreme smog episode in Hamburg, FRG, submitted to *Contrib. to Atmosph. Phys.*
- Countess, R. J., Cadle, S. H., Groblicki, P. J. and Wolff, G. T., 1981: Chemical analysis of size-segregated samples of Denver's ambient particulate. *APCA Journal*, 31, 247–252.
- Covert, D. S., and Heintzenberg, J., 1984: Measurement of the degree of internal/external mixture of hygroscopic compounds and soot in atmospheric aerosols. *Sci. of the Total Environment*, 36, 347–352.
- Davies, T. D., Abrahams, P.W., Tranter, M., Blackwood, I., Brimblecombe, P. and Vincent, C. E., 1984: Black acidic snow in the remote Scottish highlands. *Nature*, 312, 58–61.

- Heintzenberg, J., 1982: Size-segregated measurements of particulate elemental carbon and aerosol light absorption at remote Arctic locations. *Atmos. Environ.*, 16, 2461–2469.
- Heintzenberg, J., and Covert, D. S., 1984: Size distribution of elemental carbon, sulfur and total mass in the radius range 10^{-6} to 10^{-4} cm. *Sci. of the Total Environment*, 36, 289–297.
- Heintzenberg, J., and Winkler P., 1984: Elemental carbon in the urban aerosol: results from a seventeen month study at Hamburg, FRG. *Sci. of the Total Environment*, 36, 27–38.
- Iványi, Zs. and Mersich, I., 1984: A climatological analysis of two- and four-day backward trajectories. *Időjárás*, 88, 145–153.
- Kelly, T. J., Tanner, R. L., Newman, L., Galvin, P. J., and Kadlecsek, J. A., 1984: Trace gas and aerosol measurements at a remote site in the northeast U. S. *Atmospheric Environ.*, 18, 2565–2576.
- Macias, E. S., Zwicker, J. O., Ouimette, J. R., Hering, S. V., Friedlander, S. K., Cahill, T. A., Kuhlmeiy, G. A. and Richards L. W., 1981: Regional haze case studies in the Southwestern U. S. – I. Aerosol chemical composition. *Atmos. Environ.*, 15, 1971–1986.
- Mészáros, A., Haszpra, L., Kiss, I., Koltay, E., László, S. and Szabó, Gy., 1984: Trace element concentrations in atmospheric aerosol over Hungary. In *Proceedings of Eleventh International Conference on Atmospheric Aerosols, Condensation and Ice Nuclei. 3–8 September, 1984, Budapest, Hungary.*
- Novakov, T., 1984: The role of soot and primary oxidants in atmospheric chemistry. *Sci. of the Total Environ.*, 36, 1–10.
- Ogren, J. A. and Charlson, R. J., 1984: Wet deposition of elemental carbon and sulfate in Sweden. *Tellus*, 36B, 262–271.
- Rodhe, H., Persson, C. and Akesson, O., 1972: An investigation into regional transport of soot and sulfate aerosols. *Atmos. Environ.*, 6, 1–19.
- Rozenberg, G. V., 1982: Finely dispersed aerosol and climate. *Izvestiya, Atm. and Oceanic Phys.*, 18, 919–923.
- Waggoner, A. P., Weiss, R. E., Ahlquist, N. C., Covert, D. S., Will, S., and Charlson, R. J., 1981: Optical characteristics of atmospheric aerosols. *Atmos. Environ.*, 15, 1891–1981.
- Wolff, G. T., Kelly, N. A., Ferman, M. A. and Morrissey, M. L., 1983: Rural measurements of the chemical composition of airborne particles in the Eastern United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 10769–10775.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 6. szám, 1985. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 6. Nov.—Dec. 1985, Budapest

The climate problem — an overview

GÖTZ G., *Institute for Atmospheric Physics, H—1675 Budapest, P. O. B. 39*

Az éghajlati problémákör áttekintése. A klímaelmélet eredményes művelésének egyik előfeltétele az alapfogalmak és alapelvek helyes értelmezése. A kutatásnak ebbe a szigorú feltételrendszert követelő kategóriájába tartoznak azok a hazánkban is megkezdett vizsgálatok, amelyek célja, hogy becsléseket nyújtson az antropogén klímamódosulás regionális következményeire. A dolgozatban az alapfogalmak egzakt definícióinak megadása után körvonalazzuk az éghajlat-változékonyság determinisztikus megközelítésével fölvetődő kérdéseket. Kitérünk az éghajlati zaj problémájára, továbbá az éghajlati állapot belső és strukturális stabilitásának feltételeire. Ezt követően vázlatosan ismertetjük az éghajlat-változékonyságot a rendszer belső tulajdonságaként magyarázó közelítési formákat, amelyek alapján a klímaspektrum egész tartománya szintén értelmezhető lehet. Végül érintjük a másodfajú klímaprognózisok problémakörét, amelybe az intézetünkben most elindított kutatások is tartoznak.

✱

The climate problem — an overview. One of the preconditions of carrying out climate research effectively is the necessity of being precise in the usage of basic terms and basic principles. Investigations aiming at the recognition of anthropogenic climate modification on regional scales belong to this category of research. After giving exact definitions of the basic terms, the deterministic approach of climate variability is outlined. A short review of the climate noise problem is given, and problems connected with the sensitivity, as well as the internal and structural stability of a climatic state are discussed. Then, the theory of internal causation of climate change is briefly presented. Finally, climatic predictions of the second kind in general, and specifically the research recently set off at our institute are described.

✱

Introduction. Climate defines a part of the natural environment in which man has evolved and now exists. Over centuries and millennia, it has shaped civilizations whose present characteristics have become adjusted to the climate during the last decades or century (*SMIC*, 1971). The world's climate has changed in the past on all time scales, it is changing now, and there is every reason to assume that it will change again in the future (*Götz*, 1983). The present preoccupation of the meteorological community concerning the problem of climate is motivated by a variety of circumstances (*WMO*, 1980, 1984). In recent years, a number of widely publicised extreme climatic events in different parts of the world have greatly increased interest in the predictability of climate for periods of months to decades. Preliminary theoretical studies of the earth's climate have suggested that the present climatic state may be a delicate one possibly vulnerable to unintentional adverse changes by man's activities (see, e.g., *North et al.*, 1981). The growing human population and rising standards of living make increasing demands upon the finite resources of the environment; the role of climate as a natural resource and the effects of climate

variations are therefore magnified. Finally, new tools have recently been acquired for advancing our knowledge of climate and its variations. Over the past quarter century, the subject of climatology has rapidly been transformed from a venerable branch of descriptive geography to a quantitative discipline of physical science (*Smagorinsky, 1983*).

Weather, climate and climate variations — some of the fundamental concepts of meteorology — are unfortunately used with a variety of meanings. On the other hand, one of the prerequisites of climate research is the necessity of being as precise as possible in the definitions of these terms. This statement is especially true in the case of dealing with the questions of possible anthropogenic climate modifications within the coming few decades. As organized research of this kind has just recently been launched at the Institute for Atmospheric Physics, the following paragraphs are primarily devoted to outline our basic approach to the problem.

1. Definitions

Weather is the manifestation of the complete physical state of the atmosphere at a particular instant in time and the evolution of this state through the generation, growth and decay of individual transient baroclinic disturbances. As such, the weather is continually changing.

Climate is an ensemble of a myriad physical states of the internal climatic system which is in equilibrium with the external forcing influences (*Leith, 1975*). The internal ensemble consists of all the states sampled during a suitably selected time interval; the length of this time span determines the *climatic time scale* we intend to deal with. The physical state of the system is specified by giving the actual values of a large number of thermal and dynamical variables, and at a particular time it can therefore be represented by a point in a multi-dimensional phase space. In time the state changes so that at different instants the members of the ensemble will be found at different phase points throughout the whole phase space. We expect that as time elapses, the evolving cloud of phase points will asymptotically tend toward a stationary equilibrium distribution, which represents the *climate ensemble* for the climatic time scale selected (*Leith, 1974*).

A *climatic state* is described by all the statistical properties of the internal climate ensemble. These properties thus include mean values of the state variables, variances about the mean, co-variances between variables possibly separated in space and time, probabilities of extreme events, and all higher moments. The problem of *climate variations* consists of questions about how external influences can modify the climatic state by changing the equilibrium ensemble probability distribution.

2. Problems within the deterministic approach of climate change

A conventional weather forecast might be considered as determining the trajectories of initially given phase points in the phase space. Accordingly, the most direct way to predict the climatic state would seem to be to predict the weather and then to average it in time. Theoretical studies indicate, however, that there exists a limit of three weeks or so in the range of deterministic

weather prediction even for a perfect forecasting model because of the unstable nature of the atmosphere and the inevitable inadequacies in observations of its detailed initial state. Climatic time scales are far beyond the predictability of the path of a single phase point, and therefore we should consider any individual realization of the initial state as a random event (*Leith, 1978*).

A further question arises in seeking a definition of climate precise enough for research purposes: how does one bound the climate system to distinguish its internal behaviour from external forcing influences? Ideally, this should be done in such a way that the relatively slowly changing external influences are independent of the instantaneous state and relatively rapid fluctuations of the internal system. *External forcing influences* (or *climatic forcings*) may be taken, for example, to be the configuration of the earth's crust, the state of the sun, and earth-sun orbital geometry. For many model studies of the climate, however, it is useful to specify as external a much larger number of influences such as volcanic dust, surface albedo, as well as anthropogenic increase in carbon dioxide concentration and aerosol content. Although the separation between the internal and external systems may be made in many ways, it is important to remember than any feedback influences of the internal system on the external system must be ignored or supposed to be relatively slow. Otherwise, the external system acquires some of the unpredictable random behaviour of the internal system and can no longer be sharply specified (*Leith, 1978*).

The central component of the *internal climate system* is of course the atmosphere. The atmosphere may generally be expected to respond to an imposed external change more rapidly than do the other spheres of the earth. This is due to the ease with which the atmosphere can be heated and set in motion. The atmosphere's response (or adjustment) may be characterized in terms of the time which would be required to generate (or dissipate) typical atmospheric temperature and motion patterns in response to typical rates of heating and typical frictional forces. This adjustment time is estimated to be about one month (*Gates, 1981a*), and defines a lower limit for the climatic time scale.

The thermal relaxation time of a 10 m deep layer of the land surface is about three months. This means that on monthly and seasonal time scales the land surface plays a role of external forcing on the climate system. At longer time scales, however, the thermal state of the land surface changes in interaction with that of the atmosphere so that the land surface should also be treated as a component of the internal system. The upper mixed layer (75 m) of the ocean requires about five years for adjusting its thermal state to a new distribution of heat sources, while the approximate thermal relaxation time of the cryosphere is of the order of thousand years (*Ghil, 1981a*). Here again, it depends on the particular choice of the climatic time scale whether the sea surface temperature or the ice sheet thickness should be looked upon as climatic forcing, or else both the hydrosphere and the ice masses and snow deposits of the earth become parts of the coupled climate system (*WMO, 1975*).

Particularly when the real climate system is replaced by an idealized mathematical system, the climate ensemble is often taken to consist of all the states during an infinite time interval. In this event the climate, by definition, does not change, and climatic prediction and predictability become meaningless concepts. Our interest in what we call *climatic change* has arisen because the ensemble statistics taken over a rather long time interval may differ considerably from those taken over a subsequent interval. Now, the question

arises as to the appropriate length for the time span through which a given climatic state is supposed to last. There appears to be no unique answer — climates defined in terms of widely differing time intervals all constitute different aspects of the total problem (Lorenz, 1975). Typical conditions over millions of years or longer are important in the study of the ice ages; conditions over millennia are important in the research of the glacial chronology. For practical purposes there is a common convention to take the length of the interval as 30 years, and consider the statistics established over this time span as climatological standard normals. At the shortest climatic time scales, *climate variability* is measured by the deviations of monthly, seasonal and annual statistics from the statistics of the normal climatic state taken over an ensemble of such periods. The differences associated with an event are called anomalies.

At this point it might be interesting to note, why it is a physical necessity that the concept of climate is defined in terms of averages over an ensemble or, in other words, why one should seek a *statistical equilibrium* of the internal states with external influences. The reason is that fluctuations of the internal state with characteristic times of several days (corresponding to the lifetime of migratory disturbances) must occur to maintain the climate system energetically. These rapid weather fluctuations are manifestations of the transient motion systems that accomplish the required transport processes necessary to a heat, momentum and water balance of the climate system on climatic time scales. Even for an idealized atmosphere a state of no motion would be incompatible with the poleward temperature gradient which radiative processes alone would demand. A system in *true equilibrium* could not be maintained (Smagorinsky, 1974).

The fact that climate is defined in terms of finite time averages over an ensemble whose members have a random behaviour makes it a difficult task to detect the exact response of the climatic state to a change in external forcing. This difficulty is a typical example of the familiar statistical problem of estimating the probabilistic properties of a large population on the basis of a limited sample, and is thoroughly discussed in a series of papers by Leith (1973, 1977, 1978). The main part of the problem is that finite time averages are fluctuating about ideal ensemble values producing what is, using communication engineering terminology, suitably called climatic noise. The climatic variable x , which is defined as the mean or moment of a state variable of the climate system averaged over some finite time interval of interest, can therefore be partitioned as

$$x = \langle x \rangle + x^*,$$

where $\langle x \rangle$ is the “true” ensemble mean and x^* a deviation. The deviation x^* , which arises from statistical fluctuations of the unpredictable weather, is the error of the finite time average estimate of the climatic state. The difference Δ between two climatic states x_1 and x_2 responding to different external conditions is similarly partitioned as

$$\begin{aligned} \Delta &= x_2 - x_1 \\ &= \Delta \langle x \rangle + \Delta x^*. \end{aligned}$$

Here, $\Delta \langle x \rangle$ is externally caused and is called a *climate signal*. On the other hand, Δx^* is mainly caused internally and is called *climate noise*. The climate noise not only obscures the properties of the “true” climate but also can limit the practical utility of any computed shift in the climate mean produced by external forcing.

The theoretical solution of this problem would be to create an ideal climate ensemble which can be done in two ways. One possibility is to define a "true" climate in terms of a limit as the sampling time interval approaches infinity. In addition to the practical difficulty, however, that computing an infinite time average is no longer operationally feasible, there is the already mentioned major difficulty that we would no longer be able to consider climate as changing with time. The other way is to imagine an ensemble of earths, each subjected to the same external influences, each with the same distribution of continents and oceans, and the weather on each going through normal fluctuations independently of all others. The distribution of states in the ensemble is chosen in such a way that the probability distribution is unaffected by the rapid random fluctuations of individual members but can change relatively slowly owing to changing external influences. The "true" climate is then defined in terms of averages over this ideal ensemble.

For a system with unchanging external influences, it is desirable that the infinite time-averaged climate and the ensemble-averaged climate to be equivalent, i.e., that the physical laws which govern the system are determining a unique climate. A dynamical system is said to be *ergodic* or *transitive* if indeed this is the case. Ergodic theory has not yet provided us with a general rule for specifying whether a given system is transitive or intransitive. We therefore do not know whether the climate of our planet is capable of possessing more than one set of statistics. Lest it appear implausible that the atmosphere could actually behave in an essentially different manner from what is observed, let us note that certain laboratory systems designed to simulate the atmosphere have proven to be intransitive. Unfortunately for our understanding of the climate, but perhaps fortunately for the continuation of the human race, we cannot halt the atmospheric circulation and then see whether it will redevelop in a different manner (Lorenz, 1967, 1968).

It is, however, immediately evident that since identical earths do not exist, the ensemble-averaged true climate is an ideal theoretical concept inaccessible by direct observations just as was merely hypothetical the infinite time-averaged climate discussed previously. Therefore, in order to interpret the available climate statistics correctly, the determination of climate noise components which are inevitably present in the meteorological records constitutes a central problem of climate research. For climate sensitivity studies an estimate of the *signal-to-noise ratio* r is required which can be defined as

$$r = \frac{\Delta \langle x \rangle}{\sigma(x_2 - x_1)},$$

where $\sigma(x)$ is the standard deviation of the finite-time mean. If $r \geq 1.0$, the forced climatic change $\Delta \langle x \rangle$ significantly contributes to the change Δ of the finite-time mean climate. If the signal and noise happen to cancel each other, the signal itself may not be detectable during this period. Nevertheless, the signal has contributed to reducing the change of finite-time mean climate. In order for the signal always be detectable, the signal-to-noise ratio must be much larger than 1 (Hayashi, 1982).

Within the frames of the deterministic approach of the climate problem briefly outlined above, a large number of numerical experiments has been carried out with dynamical climate models of different sophistication (Gates, 1981b). The most striking result which has been theoretically derived is surely the possible existence of more than a single climatic state under the presently

given external conditions, if we are willing to interpret the equilibrium solutions of the governing equations as steady-state climates of the earth (Sellers, 1973; Wetherald and Manabe, 1975; Crafoord and Källén, 1978; Fraedrich, 1978). One of these steady states corresponds to the present climate, the second state to an intermediate climate with the planet having about 30% of its area covered by ice, and the third state to a completely ice-covered planet with an annually averaged global mean temperature of about -35°C . The sensitivity of the climate to any perturbation in the external forcing — which is measured by the change of the global average temperature due to a 1% change in the solar constant — ranges from 0.8°C to 3.4°C depending on the various parameterization schemes used in a particular model to describe the internal feedback mechanisms; we believe that this range probably brackets the actual sensitivity of the climate.

Much attention has been devoted to the stability properties of the different climatic states. Analysis of the *internal stability* of the steady-state solutions (i.e., the behaviour of a climatic state with respect to small perturbations always appearing within the internal system) revealed that the present climate is internally stable. The intermediate climate with an equilibrium global mean temperature of about 5°C is internally unstable, therefore it is not a good candidate for a glacial climate, since it could never have persisted for any length of time. Finally, the “deep freeze” climate is internally stable, though it was never observed in the paleoclimatological record of the past; we hope it will not occur in the future either (Schneider and Gal-Chen, 1973; Cahalan and North, 1979; Ghil, 1981b).

Another important aspect of the problem is the *external* (or *structural*) *stability* of the climate with respect to changes in the control parameters of the governing equations which determines the behaviour of the system (Ghil, 1976, 1981b). Because the climate system is mainly a thermally driven system, the most important among these parameters is the value of the solar input. It could change as a result of variation in the sun's energy output, in its distance from the earth, or equivalently, in the atmosphere's optical properties. Now, surprisingly enough, it has turned out that our present climate is externally unstable for a certain finite change in this parameter. According to simple model experiments, if the solar input is decreased, the climate is cooled off slowly at first. Then, as the solar input to the system crosses a critical threshold value, the equilibrium temperature of the climate system would have to decrease dramatically to that of a completely ice-covered earth. The occurrence of such phenomenon, when a small change in the value of the control parameter results in a large change in the value of the state variable, is called *sudden jump* in catastrophe theory (Gilmore, 1981). Simple energy balance climate models predict this critical value of the solar input disturbingly close to its present level (North et al., 1981). It is this type of result that attracted much attention to the climate modeling, as well as the possibility of human activities reducing solar input in the future, more than natural events had done in the past.

3. Internal causation of climate change

Thus far we have regarded climatic variations as being the necessary response to changes in external conditions. The persistent difficulty with this type of handling the climate problem is that the postulated input-response

relationships, if they exist, are not sufficiently pronounced to be immediately obvious on inspection of the appropriate time series. The spectral analysis of climatic time series normally reveals a continuous variance distribution encompassing all resolvable frequencies, with higher variance levels at lower frequencies (Hasselmann, 1976). The possibility has therefore been brought up that even in the absence of any external forcing a unique climate may not exist, i.e., climate change may be a natural internal feature of the atmosphere-land-ocean-cryosphere system.

The theory of internal causation of climate change has been initiated by Lorenz (1968, 1970, 1976, 1979). He suggested that climate change might just be the natural variations due to the complex, highly nonlinear interactions among the various components of the climate system. As we have already mentioned, one of the main internal processes which maintain the climate system energetically is the meridional heat flux accomplished in midlatitudes primarily by baroclinic eddies. Observations show that the standard deviation of the annual average of the atmospheric energy flux is about 10% of the mean flux. This variable heat flux results in variable storage and release of heat in various locations in the climate system, such as the land and ocean surface, and the snow and ice covers. These, in turn, result in changing annual mean temperatures which might be interpreted as internally caused climate change, without any external forcing. Therefore, instead of regarding them just as "noise", variations of this sort in the climatic state are termed by Lorenz (1979) *free variations* of the climate in order to distinguish them from the *forced variations* produced by variations in external conditions. Internally caused variations are "free" in the sense that the baroclinic eddies owe their existence to the instability of the large-scale zonal currents, and the latter would be unstable whether the external conditions were varying or steady.

The special type of a transitive system where different sets of statistical properties may persist for some periods, but not forever, is called *almost intransitive* (Lorenz, 1968). The almost-intransitive character of the climate system has received much attention in the last few years. The basic idea underlying this approach of the climate problem is that in all complex systems – and the earth-atmosphere system is definitely one – there are continuous imbalances between the rates of the various internal processes going on. Such imbalances are perceived by the system as an internal stochastic forcing around the deterministic evolution, and are called *fluctuations*. An individual fluctuation is, typically, a small amplitude event. Yet, in a potentially unstable system showing bistable behaviour even small random disturbances associated with fluctuations will sooner or later drive the system to a new regime (Nicolis, 1981).

Within this stochastic framework, the importance of internal random forcing in shaping the observed basic structure of the climatic spectra has been demonstrated by a number of numerical experiments. Robock (1978) forced his zonally and vertically averaged seasonal energy balance model with a randomly perturbed eddy heat flux, and showed that internal variations can produce not only the observed variability of the annual world average temperature about its mean, but also temperature fluctuations as large as those observed for the past 100 years. Lemke (1977) investigated the effect of introducing stochastic forcing into simple statistical dynamical models of the Budyko–Sellers type (Budyko, 1969; Sellers, 1969), and found that in this way the general features of the observed spectra of the surface temperature variability in the range of climatic time scales from 10 to 10^4 years can be

explained. An especially new and interesting approach of the internal causation of climate change involves coupling various nonlinear components of the climate system in such a way that self-oscillations can occur. In some cases, the time scales of the glaciation cycle have been generated (c.f. Källén et al., 1979; Ghil, 1981a). From a nonlinear response analysis of internal fluctuations Nicolis and Nicolis (1981) concluded that relatively small random fluctuations can drive the potentially unstable climate system even to another equilibrium regime. In a deterministic description such a climatic transition of the "sudden jump" kind would not occur, unless a finite external disturbance exceeding some threshold value is applied to the reference state.

4. Climatic predictions of the second kind

Forecasts, which are directly concerned with the chronological order in which climatic states occur, are referred to by Lorenz (1975) as climatic predictions of the first kind. There is, namely, another kind of climatic prediction too, which is of real concern to us, and which incidentally possesses meaning even when the ensemble defining the climate covers an infinite time span. We may inquire, for example, what would be the effect upon the climate of doubling the concentration of carbon dioxide — a supposed event which could conceivably result some years hence from human activity. An answer would not constitute a prediction of the first kind, unless accompanied by a forecast that the carbon dioxide concentration will indeed double. Such predictions are referred to climatic predictions of the second kind.

The research, in which the initial steps were taken early 1985 at the Institute for Atmospheric Physics under the sponsorship of the Hungarian Academy of Science, belongs to this latter type of the climatic forecasting problem. The main goal of this activity is to make an assessment of the anthropogenic influences on climate in the Central European region during the next 50 years. This goal is hoped to achieve partly by constructing simplified dynamical models of the climate, and partly by using suitable statistical procedures for evaluating climatic time series.

It is still an unresolved question whether predictability of the second kind is a reliable concept (Smagorinsky, 1979). One of the main problems is that, in general, climate sensitivity experiments are not verifiable. Hence, utmost care must be taken when we are going into interpretation of the results. We hope that our dynamical and statistical "two-stream" approximation of the problem will provide results with adequately sound foundations.

REFERENCES

- Budyko, M. I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus* 21, 611–619.
- Cahalan, R. F. and North, G. R., 1979: A stability theorem of energy-balance climate models. *J. Atmos. Sci.* 36, 1178–1188.
- Crafoord, C. and Källén, E., 1978: A note on the condition for existence of more than one steady-state solution in Budyko-Sellers type models. *J. Atmos. Sci.* 35, 1123–1125.
- Fraedrich, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 104, 461–474.
- Gates, W. L., 1981a: The climate system and its portrayal by climate models: A review of basic principles. I. Physical basis of climate. In *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, ed. by A. Berger, pp. 3–19. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.

- Gates, W. L., 1981b: The climate system and its portrayal by climate models: A review of basic principles. II. Modeling of climate and climatic change. In *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, ed. by A. Berger, pp. 435–459. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.
- Ghil, M., 1976: Climate stability for a Sellers-type model. *J. Atmos. Sci.* 33, 3–20.
- Ghil, M., 1981a: Internal climatic mechanisms participating in glaciation cycles. In *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, ed. by A. Berger, pp. 539–557. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.
- Ghil, M., 1981b: Energy-balance climate models: An introduction. In *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, ed. by A. Berger, pp. 461–480. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.
- Gilmore, R., 1981: *Catastrophe Theory for Scientists and Engineers*. John Wiley and Sons, New York, 666 p.
- Götz, G., 1983: *Introduction to General Climatology*. Meteorological Service of the Hungarian People's Republic, Budapest, 282 p.
- Hasselmann, K., 1976: Stochastic climate models, Part I: Theory. *Tellus* 28, 473–485.
- Hayashi, Y., 1982: Confidence intervals of a climatic signal. *J. Atmos. Sci.* 39, 1895–1905.
- Källén, E., Crafoord, C. and Ghil, M., 1979: Free oscillations in a climate model with ice-sheet dynamics. *J. Atmos. Sci.* 36, 2292–2303.
- Leith, C. E., 1973: The standard error of time-averaged estimates of climatic means. *J. Appl. Meteor.* 12, 1066–1069.
- Leith, C. E., 1974: Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mo. Wea. Rev.* 102, 409–418.
- Leith, C. E., 1975: The design of a statistical-dynamical climate model and statistical constraints on the predictability of climate. *GARP Publications Series*, No. 16. pp. 137–141.
- Leith, C. E., 1977: Some objectives for climate research. *Report of the First Meeting of the JOC Board for the Climate Dynamics Sub-Programme*, Geneva.
- Leith, C. E., 1978: Predictability of climate. *Nature* 276, 352–355.
- Lemke, P., 1977: Stochastic climate models, Part 3: Applications to zonally averaged energy models. *Tellus* 29, 385–392.
- Lorenz, E. N., 1967: *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. WMO – No. 218. TP. 115.
- Lorenz, E. N., 1968: Climatic determinism. *Meteorological Monographs*, No. 30, pp. 1–3.
- Lorenz, E. N., 1970: Climatic change as a mathematical problem. *J. Appl. Meteor.* 9, 325–329.
- Lorenz, E. N., 1975: Climatic predictability. *GARP Publications Series*, No. 16. pp. 132–136.
- Lorenz, E. N., 1976: Nondeterministic theories of climatic change. *Quat. Research* 6, 495–506.
- Lorenz, E. N., 1979: Forced and free variations of weather and climate. *J. Atmos. Sci.* 36, 1367–1376.
- Nicolis, C., 1981: Fluctuations, solar periodicities, and climatic transitions. *Proceedings of the International Conference on Sun and Climate*, Toulouse, ed. by R. Kandel, pp. 385–396.
- Nicolis, C. and Nicolis, G., 1981: Stochastic aspects of climatic transitions – additive fluctuations. *Tellus* 33, 225–234.
- North, G. R., Cahalan, R. F. and Coakley, J. A., 1981: Energy balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 91–121.
- Robock, A., 1978: Internally and externally caused climate change. *J. Atmos. Sci.* 35, 1111–1122.
- Schneider, S. H. and Gal-Chen, T., 1973: Numerical experiments in climate stability. *J. Geophys. Res.* 78, 6182–6194.
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.* 8, 392–400.
- Sellers, W. D., 1973: A new global climate model. *J. Appl. Meteor.* 12, 241–254.
- Smagorinsky, J., 1974: Global atmospheric modelling and the numerical simulation of climate. In *Weather and Climate Modification*, ed. by W. N. Hess, pp. 633–686. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Smagorinsky, J., 1979: Overview of the climate modelling problem. *GARP Publications Series*, No. 22. Vol. 1. pp. 1–12.
- Smagorinsky, J., 1983: The problem of climate and climate variations. WCP–72.
- SMIC, 1971: Inadvertent climate modification. *Report of the Study of Man's Impact on Climate*. MIT Press, Cambridge, 308 p.
- Wetherald, R. T. and Manabe, S., 1975: The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 32, 2044–2059.
- WMO, 1975: The physical basis of climate and climate modelling. *GARP Publications Series*, No. 16.
- WMO, 1980: Outline plan and basis for the World Climate Programme. WMO–No. 450.
- WMO, 1984: Scientific plan for the World Climate Research Programme. *WCRP Publications Series*, No. 2.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 6. szám. 1985. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 6. Nov–Dec. 1985. Budapest

A mennyiségi csapadékelőrejelzés helyzete és perspektívái

JAKUS EMMA, Központi Előrejelző Intézet, H—1675 Budapest, Pf. 32.

On the situation and perspective of the quantitative precipitation forecasting. The theoretical and practical problems of the quantitative precipitation forecasting is reviewed in the paper, on the basis of both foreign and home results and possibilities. The problems are discussed both on synoptic- and meso-scale, in accordance with the nature of the precipitation processes. The applied methods for the synoptic-scale quantitative precipitation forecasting are briefly discussed by the author. Special attention is devoted to the verification of forecasts prepared by dynamical models. The importance of the application of ultra short range forecasting technique and the nowcasting procedure is emphasized, taking into account the meso-scale nature of the intensive precipitation processes. The paper reviews the present state of quantitative precipitation forecasting in Hungary, evaluates the results so far achieved and outlines the possible developing trends.

✱

A mennyiségi csapadékelőrejelzés helyzete és perspektívái. A dolgozat a mennyiségi csapadékelőrejelzés elvi és gyakorlati kérdéseiről nyújt áttekintést, először a külföldi, majd a hazai eredmények és lehetőségek felvázolása alapján. A csapadékfolyamat természetének megfelelően a problémát a szinoptikus- és a mezoskálán tárgyalja. Röviden összefoglalja a szinoptikus léptékű csapadékelőrejelzésben alkalmazott módszereket. Külön figyelmet szentel a dinamikai modellek által nyújtott előrejelzések értékelésének. Hangsúlyozza az ultrarövid távú előrejelzési technika és ezen belül a „nowcasting” eljárás alkalmazásának fontosságát, tekintettel az intenzív csapadékfolyamatok mezoléptékű természetére. Ismereti a hazai mennyiségi csapadékelőrejelzés jelenlegi állását. Értékeli az eddigi eredményeket, majd körvonalazza a lehetséges fejlődési irányokat.

✱

Bevezetés. A csapadékmennyiség előrejelzését célzó kutatások Magyarországon a 60-as évek elején kezdődtek el. Az akkor kidolgozott előrejelzési módszerek gyakorlati alkalmazása azonban – részben az eljárások munkáigényes volta miatt – nem valósult meg (*Bodolai – Bodolainé Jakus, 1964*).

A mennyiségi csapadékelőrejelzési kutatások azonban 1974-ben az Országos Vízügyi Hivatal támogatásával ismét elkezdődtek. Ezeket a kutatásokat a hidrológiai cél és a gyakorlati alkalmazhatóság szigorú szem előtt tartásával hajtottuk végre. Négy év után, 1978-ban operatív rendszert hoztunk létre, az általunk kidolgozott két modell alapján (*Bodolainé Jakus E. 1975, 1976*, az OVH számára benyújtott kutatási jelentés). Az egyik, az ún. „találkozási modell”, napjainkban is fontos eszköze a mennyiségi csapadékelőrejelzési munkának. Mielőtt azonban a szóban forgó előrejelzések hazai helyzetét elemeznénk – a teljesség igénye nélkül – rövid áttekintést nyújtunk e szakterület állásáról, a fejlett országok eredményei alapján.

1. Makroskálájú mennyiségi csapadékelőrejelzési módszerek

A csapadékfolyamat rendkívül komplex jelenség, amely a meteorológiai mozgások három skáláján — makro, mezo és lokális — valósul meg. Ennek a komplexitásnak megfelelően a mennyiségi csapadékelőrejelzésben alkalmazott módszerek is sokfélék. A szinoptikus léptékű csapadékelőrejelzését, — ami napjainkban a mennyiségi csapadékelőrejelzést jelenti —, négy fő módszerrel közelítik: 1. dinamikai, 2. empirikus-szinoptikai, szinoptikus-klimatológiai, 3. statisztikai-matematikai és 4. kombinált eljárásokkal.

1.1. *Dinamikai módszerek.* A mennyiségi csapadékelőrejelzés dinamikai módszere, a hidro-termodinamikai alapegyenletek numerikus közelítésen alapuló megoldásaiból származik. Az időjárás numerikus előrejelzése a hat legfontosabb meteorológiai változó (a V szélesség-vektor u, v, w komponense, a hőmérséklet, a légnyomás és a nedvesség) kezdeti eloszlásából a mozgásegyenletek, a termodinamika első főtétele, a tömegmegmaradási egyenlet és a gázok állapotegyenletének felhasználásával számítja ki, numerikus közelítéssel a felsorolt változók jövőbeli értékeit. A csapadékmennyiség pedig az egyenletek megoldásainak végtermékeiből számítható ki.

A légköri állapotjelzők változásának kiszámítása az alapegyenletek közvetlen felhasználásával történik. Feltételezik, hogy a szóban forgó változók folytonos mezőket alkotnak. A változóknak a mezők rácspontjaira képzett értékei alapján a síkbeli differenciálhányadosok kiszámíthatók. A légkör vertikális szondázásaiból az elemek függélyes eloszlása is ismert. Ez lehetővé teszi, hogy a légkört — vagy pontosabban annak modelljét — a vertikálisban több, kvázihorizontális mezővel, izobárfelületekkel közelítsük. Aszerint, hogy hány légrétegre bontjuk az atmoszférát, beszélünk többszintes modellekről. Ha például a légkört 100 mb-onként, 10 izobárfelületen tekintjük — beleértve a talajközeli 1000 mb-os felületet is —, akkor 10-szintes modellről van szó. Ilyen az angol *Bushby–Thompson*-féle modell (1967). A 6-szintes *Shuman–Hovermale*-modell (1968) 9-szintes módosított változatát alkalmazza az USA Meteorológiai Szolgálat (D. S. Cooley, 1974, 1977 a., 1977 b., 1977 c., 1978 a., 1978 b.). Egy dinamikai modell előrejelzése, a közelítés fizikai realizmusán túl, annál pontosabb, minél többszintes a modell, és minél kisebb a rácsávolság. Ezt azonban az elméleti igényeken kívül az aerológiai állomáshálózat sűrűsége is meghatározza. A csapadékelőrejelzéshez többszintes modellek ideálisak, mivel így a vertikális sebességet és a nedvesség mennyiségét is pontosabban számíthatjuk.

1.2. *Empirikus szinoptikai módszerek.* A csapadéktevékenység a légkör különböző léptékű csapadékhordozó-rendszereihez kapcsolódik, fellépésüket, intenzitásukat pedig jellegzetes, szinoptikus léptékű mozgási rendszerek befolyásolják. Ezért több olyan módszert ismerünk, amelyek a csapadék előfordulását és különböző mennyiségi kategóriáit e rendszerek bizonyos helyzeteihez, intenzitás-értékeihez kapcsolják. A szinoptikus klimatológiai módszerek, általában tipizálják azokat az időjárási helyzeteket, amelyek fennállása esetén csapadékelőfordulás vagy meghatározott mennyiségű csapadék-kategória várható.

1.3. *Statisztikai vagy sztochasztikus módszerek.* A csapadékmennyiség előrejelzésének statisztikai vagy sztochasztikus módszerei a prediktanduszt (esetünkben a csapadékmennyiséget) a prediktorral valamilyen statisztikai eljárással kapcsolják össze. A prediktorok a csapadéktevékenységgel többnyire fizikai-szinoptikai kapcsolatban vannak. Az összekapcsolási eljárás az egy-

szerű regressziótól a fejlett sztochasztikus módszerekig terjed. Itt kell megemlítenünk az ún. MOS- (*model output statistics*) módszereket, vagyis modellnyújtotta statisztikákat, amikor a dinamikai modellek valamely végterméke szolgál a várható csapadékmennyiség további prediktorául.

1.4. *Kombinált módszerek.* A kombinált módszerek a dinamikai egyenletek egyszerűsített közelítéseit alkalmazzák, kiegészítve azokat szinoptikai feltételekkel és statisztikai eljárásokkal. Kisebb országok gyakran élnek ezzel a közelítéssel, tekintettel arra, hogy a nagy dinamikus előrejelzési modellek alkalmazásához nincsenek meg a számítástechnikai feltételek. Ugyanakkor gazdasági megfontolások is szerepet kaphatnak, minthogy a dinamikai modellek produktumait az Időjárás Világszolgálat rendelkezésükre bocsátja. Ilyen módszert alkalmaz Svájc, az NDK, Magyarország stb. előrejelző szolgálata. (*Bellocq, 1980*).

2. A módszerek értékelése, különös tekintettel a dinamikai modellekre

A mennyiségi csapadékelőjelzés felsorolt módszerei közül nyilvánvalóan az elsőül említett eljárás a legegyszerűbb. Tekintettel azonban arra, hogy a csapadékfolyamat nemcsak a szinoptikus skálán valósul meg, sőt éppen a legintenzívebb csapadékfolyamatok mezoléptékű időjárás struktúrákhoz kapcsolódnak, ezért a dinamikai modellek sem vezethetnek tökéletes prognózishoz. A világ fejlett országaiban – Angliában, Franciaországban, Kanadában, az NSZK-ban, az USA-ban, Japánban, a Szovjetunióban stb. – dinamikai csapadékelőjelzési modelleket futtatnak. Ennek ellenére, az utóbb említett három előrejelzési módszer eredményeit is felhasználják, különösen a veszélyes, például nagy csapadékot okozó időjárás helyzetek esetén. A világ egyetlen meteorológiai szolgálata sem alkalmaz egy-módszeres eljárást.

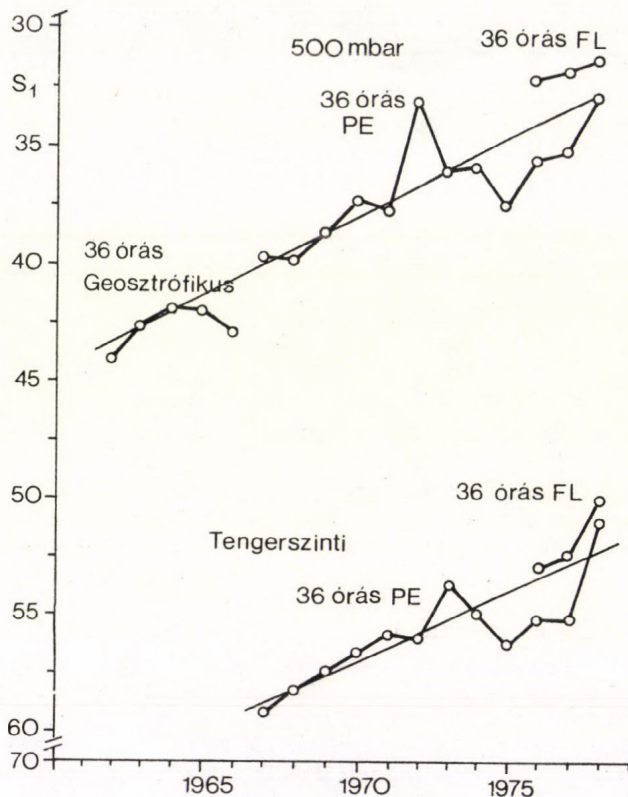
A dinamikai modellek kifejlesztése általában hosszú folyamat. A modellek kezdeti megfogalmazását többnyire módosítják, tökéletesítik. Egy-egy panelét kicserélik, újat helyeznek bele. Példaként említhető e tekintetben az angol *Bushby–Thompson (1967)* -féle modell, amely mintegy tízéves munka után (*Benwell et al., 1971*), (*Burridge és Gadd, 1977*) érte el mai formáját. Az amerikai *Shuman–Hovermale (1968)* -modell 1963–74-ig mint 6-szintes modell működött, majd 1974-től 9-szintesre módosították. Ezt a modellt globális, hemiszférikus és egy kisebb kivágatban, finom léptékű változatában futtatják.

A mennyiségi csapadékelőjelzés dinamikai modelljei sikerességének – vagy sikertelenségének – jellemzésül az USA csapadékelőjelzéseinek kiértékeléseiből *Schumann (1976)*, illetve *Charba és Klein (1980)* munkája alapján közlünk majd adatokat. Előzőleg azonban az Egyesült Államokban folyó operatív mennyiségi csapadékelőjelzésekről nyújtunk kissé részletesebb áttekintést, tekintettel arra, hogy itt foglalkoznak legrégebben ilyen előrejelzésekkel.

Az Egyesült Államokban korán felismerték, hogy a mozgásmezők numerikus előrejelzése hasznos eszköze lehet a mennyiségi csapadékelőjelzésnek. Meteorológus specialistákból, 1960 szeptemberében egy külön osztályt hoztak létre a csapadék mennyiségének előrejelzésére. Az előrejelzési eljárás eleinte a kevert módszerek kategóriájába volt sorolható. A vertikális sebességet közvetlenül a dinamikai modell nem szolgáltatotta, hanem ennek bizonyos termékeiből állították elő. A nedvességgel az egyenletek nem számoltak (ún. száraz modellek voltak), a nedvességi mezőt, a potenciálisan kihullható vízmennyiség for-

májában külön számították. Később a 6-szintes, majd a 9-szintes modell a mennyiségi csapadékelőrejelzést közvetlenül szolgáltatta a rácspontokban. Ezekből az előrejelzésekből a Mennyiségi Csapadékelőrejelző Osztály a következő fő szolgáltatásokat nyújtja:

a) Rövid távú, 24 és 48 órás mennyiségi csapadékelőrejelzés, amelyen



1. ábra: Az 500 mb-os felület és a tengerszinti nyomás előrejelzésének sikeressége 1961–1979-ig. *PE* a primitív egyenletek felhasználását jelenti a hat-szintes, majd 1974-től a kilenc-szintes modelleknél, *FL* pedig a finom léptékű modell alkalmazására utal. Charba és Klein (1980) szerint

bizonyos mennyiségi küszöbértékeket elérő területek kijelölését kell értenünk. E területeket a dinamikai modell előrejelzésén kívül, más szempontok – radar- és műhold-megfigyelések, frontok helyzete stb. – figyelembevételével határolják el. Tehát ezekben az előrejelzésekben is van „szubjektív” elem.

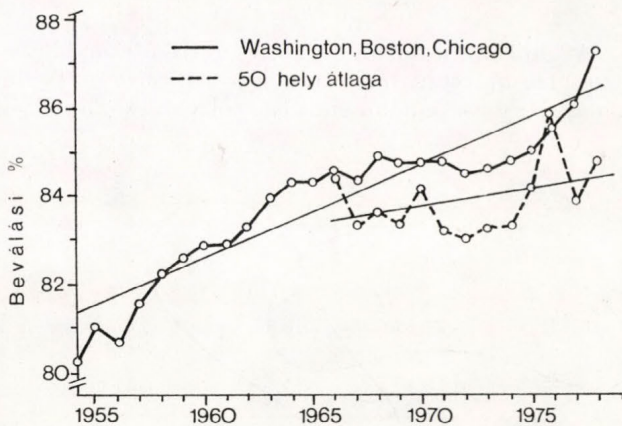
b) A heves havazás 16 órás előrejelzése.

c) Ultrarövid távú, 6 órás mennyiségi csapadékelőrejelzés, különös tekintettel a kisebb folyók hirtelen pusztító árvizeire. Ebben a kategóriában részben fakszimile térképeken nyújtanak tájékoztatást a rendkívül heves csapadéktevékenység területi eloszlásáról, részben távgépíron konzultálnak a területileg illetékes meteorológiai hivattal, vagy a megfelelő Folyami Előrejelző Központtal. Ehhez a szolgáltatáshoz – tekintettel mezoléptékű természetére – méginkább bevonják a radar- és műhold-analíziseket, mezoszínoptikai elemzéseket.

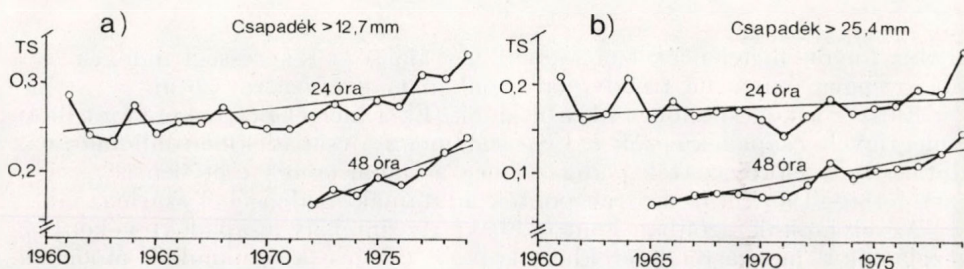
A dinamikai modellek sikerét módunkban áll szemléltetni, a már korábban említett munkák alapján. A csapadékelőrejelzések értékelése előtt azonban tanulságos az 1. ábrán az 500 mb-os felületre és a tengerszintre készített dina-

mikai előrejelzések S_1 score-jának alakulását áttekinteni. (Az S_1 score az előrejelzett nyomási (v. geopotenciál) gradiens hibájának a megfigyelthez vagy előrejelzethez (amelyik nagyobb) viszonyított aránya, amit 100-zal szorozni kell. Az előrejelzett térképet jónak tekintik, ha $S_1 = 20$, értéktelennek, ha 70).

Az ábrán látható, hogy a siker trendvonala a modellek tökéletesedésével



2. ábra: Az alternatív prognózisok beválása az USA három városára és 50 más, az ország különböző helyein lévő városra. Charba és Klein (1980) szerint



3. ábra: A 12,27 mm-nél (a) és a 25,4 mm-nél nagyobb (b) küszöbértékű csapadékos területek 24 és 48 órás előrejelzéseinek TS sikeressége. Charba és Klein (1980) szerint

emelkedik. Noha a talajközeli nyomásmező előrejelzése jóval kevésbé sikeres, az emelkedő trend itt is szembetűnő.

A mérhető csapadék egzisztenciáját (lesz/nem lesz) megadó előrejelzések beválási százalékainak trendvonala szintén emelkedik (2. ábra).

A három város trendvonala egyenletesebb és meredekebb, mint az 50 hely átlagáé, amit a nagy földrajzi különbségek indokolnak.

A mennyiségi csapadékelőrejelzések értékelését két mennyiségi küszöbértékre – $P = 12,27$ és $P = 25,4$ mm – mutatjuk be (3a, b ábra). A sikerességet itt az ún. threat score (TS) mutatja, aminek jelentését a 4. ábra szemlélteti és a következő kifejezés szolgáltat:

$$TS = \frac{C}{F + O - C},$$

ahol

C a helyesen előrejelzett csapadékos terület (vagy azoknak az állomásoknak a száma, ahol az előrejelzett csapadékmennyiség helyes volt),

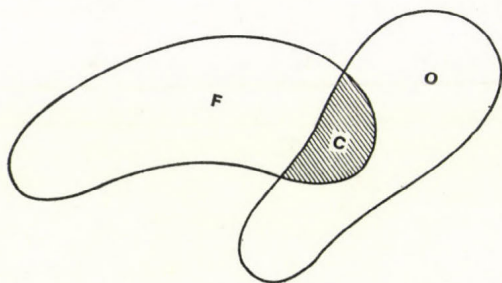
F az előrejelzett csapadékos terület, vagy azoknak az állomásoknak a száma, amelyekre csapadékot előrejeleztek,

O a megfigyelt csapadékos terület, vagy azoknak az állomásoknak a száma, ahol csapadék előfordult.

$TS=0$, ha $C=O$, rossz előrejelzés

$TS=1$, ha $F=O=C$, helyes előrejelzés

Az ábrákból kitűnik, hogy a trendvonalak emelkedése igen lapos és viszonylag alacsony TS értékek körül mozog. Tekintettel azonban arra, hogy itt már nagy csapadékmennyiségről van szó, a kis siker is eredménynek számít



4. ábra: A TS score értelmezésének szemléltetése Charba és Klein (1980) alapján

(pl. kis folyók hirtelen árvizei esetén). Az alacsony sikerességi indexek és a csak gyengén emelkedő trendvonal azonban magyarázatra szorul.

Először a kevésbé fontosakra utalunk. Ez a kiértékelés technikáját illeti. A megfigyelt csapadékmérők a USA valamennyi csapadékmérő állomásának adataiból, az előrejelzettek pedig – még a finom lépték esetében is – egymástól 160–190 km-re eső rácsponatok adatainak analiziséből származnak.

Az elvi okok azonban fontosabbak. Az intenzív csapadéktevékenység mezoléptékű mozgásrendszerekhez kapcsolódik és a dinamikai modellek, még az úgynevezett finom léptékűek sem tartalmazzák azokat a folyamatokat, amelyek szervezett mezoléptékű objektumok kialakulásához, fejlődéséhez és fennmaradásához vezetnek. Kétségtelen, hogy a jelenlegi modellek felbontása javítja az előrejelzéseket, azonban fizikai felépítésüket tekintve, ezek a modellek nem mezoléptékű dinamikai modellek.

Nem hanyagolható az a tény sem, hogy a csapadék mennyisége a légköri folyamatok hosszú láncának végterméke, amit a dinamikai modell a számítási lépések sorozatával közelít meg. A dinamikai modell láncában bárhol jelentkező hiba, vagy hibák, megsokszorozva jelentkezhetnek a végeredményben.

A dinamikai modellek, az említett problémák ellenére is, fontos eszközei a mennyiségi csapadékelőrejelzésnek, mert napjaink fejlett modelljei helyesen tükrözik az izohiéták alakzatát és más módszerekkel együtt lehetővé teszik a mennyiségi csapadékelőrejelzést.

3. A csapadékmennyiség ultra-rövidtávú előrejelzése (nowcasting)

A nagy csapadékmennyiségekről szólva, már többször említettük, hogy a heves csapadékfolyamatok mezoléptékű időjárási rendszerekhez, különböző

természetű csapadékszalagokhoz kapcsolódnak. Ezek a rendszerek általában az 1–6 órás időskálán és 10–100 km-es térbeli skálán lépnek fel. A mezoléptékű rendszerek struktúráinak mechanizmusaival, fejlődési folyamataival a mezoszínoptika foglalkozik. Ezen a területen nagy tudásanyag halmozódott fel az elmúlt három évtized során, de igazi gyakorlati kiaknázásra és továbbfejlesztésre most kerülhet sor, amikor az ún. intenzív megfigyelési rendszerek – a radar, a műhold és egyéb távérzékelő eszközök – nemcsak a kutatás, hanem a rutin mezoléptékű előrejelzés eszközeivé válnak.

A jelenlegi időjárás részleteiben való leírására, mezo- és kisleptékű objektumainak azonosítására, változásaik előrejelzésére, nagyon rövidtávra, – 0–2 órára előre –, a „nowcasting” terminológiát alkalmazzák. Ezzel a terminológiával jelölik a nagyfelbontású megfigyelési rendszerek felhasználásával készült időjárás-előrejelzéseket. Az említett megfigyelésekre alapozott mezoléptékű előrejelzési módszerek napjainkban két fő kategóriába sorolhatók:

1. A felderített, fejlődési fázis és mechanizmus szerint azonosított mezoléptékű objektumok extrapolációja és numerikus előrejelzése.

2. Az új megfigyelési adatok inputként való felhasználása és ezzel mezoléptékű dinamikai modellek kifejlesztése.

Az utóbbi metodika kialakítása már elkezdődött, de gyakorlati alkalmazásuk még a fejlett országokban sem valósult meg. Az elsőként említett „nowcasting” technika azonban, megfelelő számítógépi bázis és telekommunikációs rendszer birtokában, „korábban nyújt osztalékot”, véli *Browning (1981)*, a szakterület iskolateremtő személyisége.

Összefoglalva a fentieket, azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a nagy csapadékmennyiségek pontos előrejelzéséhez, nemcsak a szinoptikus léptékű modellek – akár dinamikai modellek is – fejlesztésén, hanem a mezoszínoptikán, a „nowcasting” technikán keresztül vezet az út.

4. A mennyiségi csapadékelőrejelzés Magyarországon

Bevezetőnkben már szóltunk róla, hogy hazánkban 1978. július 1. óta rendszeres, hidrológiai célú, 24 órás mennyiségi csapadékelőrejelzés folyik. A csapadékfolyamat diagnózisa és a csapadékmennyiség előrejelzése a találkozási modellen alapul. Ezt alkalmanként kiegészíti a cirkulációs indexeken és hatékonysági tényezőn alapuló modell, (*Bodolainé Jakus, 1975*), valamint a több-paraméteres statisztikai eljárás (*Tünczer, 1979*). E két hivatkozott irodalom az OVH számára benyújtott kutatási jelentés.

Rendszeresen használható fel a mennyiségi csapadékelőrejelzésekhez az NSZK, a Svéd és az Angol Meteorológiai Szolgálat fejlett dinamikai modelljeinek csapadékelőrejelzése. Az NSZK-beli modell 43–72 órás előrejelzéseket is továbbít nyugat-európai kivágatra, amelyen a Duna bajor és osztrák vízgyűjtői még szerepelnek. Az angol *Bushby–Timpson*-féle modell rendszeresen 6 órás bontásban közli a várható csapadékmennyiséget. A csapadékelőrejelző szinoptikus azonban nemcsak a fenti objektív előrejelzések, hanem a teljes időjárás helyzet elemzése alapján dönt a modellek szolgáltatata numerikus értékek alkalmazásáról. Jelenleg egyre inkább bevonulnak a napi gyakorlatba a három időjárás radar óránkénti digitális információi és a műholdak vízuális, infravörös és vízgőz képei.

5. A hazai mennyiségi csapadékelőrejelzések értékelése

A mennyiségi csapadékelőrejelzéseket Nagy és Takács, (1982) értékelte (kézirat). Az eredményeket beválási %-kal interpretáljuk. A szerzők szerint a találkozási modell átlagos beválása, — 6600 előrejelzés alapján —, a Duna vízgyűjtőire 83, a Tiszáéira 86%. Ez a szép átlag azonban a 10 mm-nél nagyobb területi csapadékatlagok esetében 63,1%-ra csökken a Duna, és 59,5%-ra a Tisza vízgyűjtői esetében. Az 1980-as év csapadékos nyarán, — sokszor igen heves csapadéktevékenység fordult elő —, az átlagos beválás 83% volt és az árvizeket is okozó, nagy csapadékmennyiségeket produkáló júliusban is elérte a 71%-ot.

Általában elmondhatjuk, és itt véleményünk megegyezik Charba és Klein (1980) álláspontjával, hogy a nagy csapadékok is jól előrejelezhetők, ha az azokat produkáló mezoléptékű objektumok jól szervezett szinoptikus léptékű cirkulációs rendszerekbe ágyazottak. Ez gyakrabban fordul elő az őszi és téli, mint a nyári szinoptikus helyzetekben. Nyáron a szinoptikus léptékű rendszerek szegényesebben organizáltak, ezért a csapadékelőrejelzések, bárhol a mérsékelt szélességeken, nyáron gyengébbek, mint télen és ősszel.

Tájékoztatásul még közöljük, hogy az 1984-ig futtatott svéd modell beválása 70% körülnek adódott, míg a 24-órás német modell beválása a Duna vízgyűjtőjére 65, a Tiszáéra 78%-os értéket mutatott. Az 5 mm-nél nagyobb csapadékok esetében a német modell kevésbé sikeres. Az előrejelzések 29%-a jó, 10%-a fölé, 61%-a pedig alábecslés. A szinoptikusok szubjektív megítélése szerint ezzel az előrejelzések javultak.

A hazai rövidtávú mennyiségi csapadékelőrejelzés helyzetét tekintve megállapíthatjuk, hogy gyakorlatunk nem marad el a szomszédos országokéitól. Alap-modellünk (a találkozási modell) a kombinált modellek csoportjában érdekes módon az ausztrál modellhez hasonló (véletlen egyezés). Teljes csapadékelőrejelzési rendszerünk koncepciója pedig — a nagy szolgálatoknak az Időjárás Világ szolgálat rendszerében nyújtott produktumainak felhasználása tekintetében —, Svájc csapadékelőrejelző gyakorlatával mutat hasonlóságot (Bellocq, 1980).

A rövidtávú mennyiségi csapadékelőrejelzés terén a hazai meteorológiai szolgálat viszonylag magas szinten áll, de további fejlesztésre van szükség.

6. A fejlődés perspektívái

A mennyiségi csapadékelőrejelzés helyzetének fenti elemzése után szólnunk kell még a kívánatos továbbfejlődés irányairól és a reális perspektívákról. Tekintsük ezt is a csapadékfolyamat természetes logikájának megfelelően a szinoptikus- és a mezoskálán, 3–5 éves távlatban.

6.1 *Perspektívák a szinoptikus skálán.* A szinoptikus léptékű előrejelzési módszerek közül — elvileg — kívánatos volna a metodikailag összetett találkozási modellt egy teljes dinamikai modellel felváltani. Ilyen modellként jöhet számításba Pröger (1978, 1979) modellje. Ez jelenlegi formájában még „száraz”, de továbbfejleszhető nedves modellé, a rendszeres mennyiségi csapadékelőrejelzések során felhalmozott tapasztalatok figyelembevételével. Erre azonban csak akkor kerülhet sor, ha megfelelő kapacitású és művelési sebességű számítógép rendelkezésre áll. Ezentúl is kérdés marad azonban,

hogy egyáltalán futtasson-e a magyar előrejelző szolgálat ún. nagy dinamikai modellt? Pro és kontra érvek egyaránt felhozhatók. Az utóbbiak közül elsőként említhető, hogy az Időjárási Világszolgálat rendszerén keresztül jelenleg is három nagy dinamikai modell végtermékei állnak rendelkezésünkre. A pro érvek közül csak annyit, hogy ezekből a produktumokból hiányoznak a rész-eredmények, a más módszerekbe csak a Kárpát-medence területére érvényes modellekhez felhasználható, különböző változók parciális differenciálhányadosai. E téma teljes szélességében azonban nem alkothatja e beszámoló tárgykörét.

Visszatérve előző kérdésünkre, amennyiben teljes dinamikai modell belépésével nem számolhatunk, akkor a találkozási modellben a vertikális sebesség tagjának más módon történő közelítése valószínűleg nagy mértékben javítaná e modell hatékonyságát.

A jelenlegi operatív rendszer tovább javítható meglévő kutatási eredményeink felhasználásával is. Például az orografikus csapadéktöbblet figyelembevételére kidolgozott eljárásokkal (*Bodolainé Jakus és Homokiné Újváry, 1984*), vagy a behatoló konvekciót számbavevő talajközeli nedvesség és áramvonal analízisek módszerének (*Bodolainé Jakus, 1935*) alkalmazásával a napi munkában.

6.2 *Perspektívák a mezoskálán.* Hazai lehetőségeinket tekintve örvendetes tény, hogy a három radarból álló hálózat már realitás. Nagy eredményként könyvelhető el a radarhálózatra és műholdas megfigyelésekre alapozott mezoléptékű, – rövid –, ultrarövidtávú – mennyiségi csapadék-előrejelzések megvalósítása. A radar és műholdképek digitális kiértékelési rendszere a két információt azonos térképvetületen jeleníti meg. A digitalizált radaros csapadékbecslések pontosítása folyamatban van. A digitalizált képek nemcsak PPI, hanem RHI üzemmódból is rendelkezésre állnak. Az infravörös műholdképek digitális kiértékelése megadja a felhőtető hőmérsékletének eloszlását, ami alkalmas a mezoléptékű csapadékstruktúrák azonosítására, kiértékelésére. A radaros csapadékinzenzítás eloszlásából ugyanezen objektumok más tulajdonságai is elemezhetők. Ezek egybevetése a többi meteorológiai mező megfelelő mezoléptékű struktúráival, a csapadékos objektum háromdimenziós szerkezetének, fejlődési fázisainak megítélését, majd előrejelzését teszi lehetővé.

Az intenzív megfigyelési rendszerekből származó információ azonban csak akkor hasznosulhat az operatív munkában, ha azt a szinoptikus a fentieknek megfelelően értelmezni is képes. Ehhez azonban több dolog is szükséges, amelyek közül a két legfontosabb:

a) A szinoptikusnak tovább kell fejlesztenie mezoszínoptikai ismereteit, kialakítani a jártasságát a mezoszínoptikai analízisben és előrejelzésben.

b) Folytatni kell a csapadékstruktúrák folyamatainak, fejlődési fázisainak felderítésére és mezoszínoptikai modelljeik leírására mezoléptékű csapadékszínoptikai kutatásokat. Ezek a kutatások biztosíthatják a hidrológiai cél elérését is, a nagy csapadékok mennyiségének pontos előrejelzését, kis vízgyűjtőkre is, 3–6–9–12 órával előre.

Az új mezoléptékű „nowcasting” technika magasszintű szakmai követelményeket állít a szinoptikussal szemben is (*Browning, 1981*), ezért csak hozzáértő, a folyamatokat helyesen értelmező előrejelzővel együtt lesz eredményes és hatékonysága arányos a nem kis anyagi áldozattal járó technikai fejlesztéssel.

IRODALOM

- Bellocq, A.*, 1980: Operational models of quantitative precipitations forecasts for hydrological purposes and possibilities of an intercomparison. *WMO ANNEX, R/NWP/5*
- Benwell, G. R. R., Gadd, A. J., Keers, J. F., Timpson, M. S., White, P. W.*, 1971: The Bushby-Timpson 10-level model on a fine mesh. *Met. Off. Scientific Paper No. 32.*
- Bodolai J. – Bodolainé Jakus E.*, 1964: *A frontális csapadék mennyiségének szinoptikus feltételei.* Az OMSZ Kisebb Kiadványai 34.
- Jakus E.*, 1985: A sűrűlési réteg vertikális vízgőzátvitelének hatása a csapadékmennyiség eloszlására. *Időjárás, 89. 4. 208 – 218*
- Bodolainé Jakus E. – Homokiné Újváry K.*, 1984: *A csapadékmennyiség előrejelzése az orografikus többlet figyelembevételével.* Az OMSZ Kisebb Kiadványai 57. sz.
- Browning, K. A.*, 1981: Foreword in: Nowcasting: Mesoscale observation and short-range prediction. *ESA SP-165*
- Burridge, D. M., Gadd, A. J.*, 1977: The Meteorological Office operational 10-level numerical weather prediction model (1975 December). *Met. Off. Scientific Paper No. 34.*
- Bushby, F. H., Timpson, M. S.*, 1967: A 10-level atmospheric model and frontal rain. *Quarterly Journal of Roy. Met. Soc. Vol. 93, 1 – 17*
- Charba, J. P. – Klein, W. H.*, 1980: Skill in precipitation forecasting in the National Weather Service. *Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 61. No. 12. 1546 – 1555*
- Cooly, D. S.*, 1974, 1977a., 1977b., 1977c., 1978a., 1978b.: *Technical Procedures Bulletins No. 115., 206., 218., 219., 232., 239.*
- Práger T.*, 1978, 1979: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finom felbontású előrejelzésére. *Időjárás. 82. 4. 200 – 210, 5. 263 – 275, 83. 5. 259 – 260*
- Shuman, F. G., Hovermale J. B.*, 1968: An operationale six-layer primitive equation model *Journal of Applied Meteorology Vol. 7. 525 – 547*

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 6. szám, 1985. november—december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 6. Nov—Dec. 1985, Budapest

Érzékenységi becslések a klímamodellek fizikai-statisztikai összesítése útján

MIKA JÁNOS, Központi Léggörfizikai Intézet H—1675 Budapest, Pf. 39

Sensitivity estimations based on physical-statistical synthesis of climate models. The assumption of a 1% increase in solar constant and the doubled concentration of CO₂ are standard experiments in climate modelling and the estimated consequences differ as an order of magnitude. To get the most likely estimation of equilibrium sensitivity we sampled 96 and 90 model-results, respectively. We found that in the average of model responses the ice-albedo feedback and cloud-albedo feedback considerably modify the sensitivity. Factors, modifying the equilibrium of other feedbacks, like explicit dynamical processes, time dependence of model-equations and separate treatment of continents and oceans do not considerably influence the sensitivity. At the same time, the effect of vertical resolution appears differently in the two experiments. Measures of ice-albedo feedbacks and, cloud-amount feedback are -0.002 K^{-1} and 0.001 K^{-1} , respectively; their common effect is of secondary importance as compared to long-wave radiation because of their particular compensation. Virtual change in the radiation balance produced by the CO₂-doubling is 4.1 Wm^{-2} in average with a 1.0 Wm^{-2} standard deviation. This uncertainty is of a determining measure in the standard deviation of temperature changes. By a direct estimation based on the minority of results, measures of standard temperature changes are 1.5 K for the case of the solar constant and 2.0 K for CO₂-doubling. By an indirect estimation based on the majority of results 1.6 K and 2.6 K are received.

*

Érzékenységi becslések a klímamodellek fizikai-statisztikai összesítése útján. A napállandó 1%-os emelkedése és a szén-dioxid koncentráció megkétszereződése a klímamodellezés standard kísérlete, esetenként egy nagyságrenddel is eltérő, számított következményekkel. A dolgozatban 96, illetve 90 szakirodalmi modell-eredmény összesítése útján keressük az egyensúlyi érzékenység legvalószínűbb értékét. Megállapítjuk, hogy a jég-albedó visszacsatolás és a felhőzet horizontális kiterjedésének változásával kapcsolatos visszacsatolások eredője a modellek átlagos válaszában is jelentősen módosítják az érzékenységet. A többi visszacsatolás egyensúlyát implicit módon befolyásoló tényezők közül a dinamikai folyamatok explicit leírása, az egyenletek időfüggő (nem stacionárius) volta, illetve kontinensek és az óceánok elkülönülő kezelése az érzékenységet nem befolyásolja számottevően, míg a nagy vertikális felbontás hatása a két kísérletben eltérő módon jelentkezik. A jég-albedó visszacsatolás és a felhőzeti visszacsatolás értékei $-0,002\text{ K}^{-1}$, illetve $0,001\text{ K}^{-1}$, együttes szerepük a részleges kiegyenlítődés folytán másodlagos a hosszúhullámú kisugárzással szemben. A sugárzási mérlegben a CO₂-duplázódás következtében fellépő változás (amely természetesen csak látszólagos) átlagosan $4,1\text{ Wm}^{-2}$, szórása $1,0\text{ Wm}^{-2}$. E bizonytalanság a hőmérsékletváltozás szórásában meghatározó mértékű. A számítások kisebbségére támaszkodó közvetlen becslés szerint a standard egyensúlyi hőmérsékletváltozások mértéke a napállandó esetében 1,5 K, a CO₂-változásra 2,0 K. A modellek többségét felhasználó közvetett eljárással 1,6 K, illetve 2,6 K adódott.

*

Bevezetés. Az éghajlat jövőbeni alakulásának egyik kulcskérdése, hogy mekkora a globális átlaghőmérséklet egyensúlyi érzékenysége az éghajlati rendszer külső tényezőinek feltételezhető megváltozásával szemben. E kérdés

megválaszolásának eszközei a legkülönbözőbb szerkezetű klímamodellek, amelyekben az összehasonlíthatóság érdekében a külső tényezők általában azonos mértékű megváltozását szimulálják. A legelterjedtebb ilyen standard kísérlet a napállandó 1%-os megváltozása és a szén-dioxid-koncentráció megkétszereződése. Ez utóbbi a jövő század közepére reálisan kialakulhat, míg az előbbi olyan referenciakísérlet, amelynek eredményét a CO₂-duplázódás hőmérsékleti következménye sajátosan tartalmazza. E két kísérlet során a modellekben és ezek változataiban igen eltérő eredmények születtek, amelyek néha egy nagyságrenddel is különböztek egymástól.

A jelen dolgozat célja az egyensúlyi érzékenység legvalószínűbb értékének meghatározása a szakirodalomban fellelhető modellszámítások fizikai-statisztikai szintézise útján. Az első pontban Cess (1976) gondolatmenetére támaszkodva, majd az 1.2 pontban azt kézenfekvő módon kiterjesztve, néhány alapvető formulát vezetünk le. A második pontban a modelleredmények gyűjtését és néhány csoportosítás szerinti statisztikai jellemzőit ismertetjük. A harmadik pont tartalmazza az egyensúlyi érzékenységre és az ezt meghatározó mennyiségekre vonatkozó becsléseket, amelyek az első pontban levezetett összefüggéseken és a második pontban bemutatott csoportosítások tapasztalatain alapulnak. Végül a negyedik pontban emeljük ki a legfontosabb becsléseket.

1. A globális hőmérséklet-változások néhány összefüggése

Induljunk ki a Föld-légkör rendszer rövid-, illetve hosszuhullámú mérlegének egyensúlyából:

$$Q_0[1 - \alpha(c_i, b_j, T)] - L(c_i, b_j, T) = 0, \quad i, j = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

ahol $Q_0 = S_0/4$ – a légkör külső határára globális átlagban érkező napsugárzás, a napállandó negyedrésze,

α – a Föld-légkör rendszer albedója,

L – a rendszer hosszuhullámú kisugárzása,

T – a globális átlaghőmérséklet,

c_i – a légkör i -edik komponensének koncentrációja,

b_j – a rendszer j -edik belső tényezője.

Korlátozzuk vizsgálatainkat a jelenkori egyensúly azon környezetére, amelyben új egyensúly csak a külső tényezők változása nyomán jöhet létre (katasztrófamentes tartomány), s amelyben az energiamérleget meghatározó tényezők a hőmérséklet függvényében linearizálhatók. Bevezetve az $S = Q_0(1 - \alpha)$ jelölést, az egyensúly eltolódása az energiatagokban a

$$\Delta S - \Delta L = 0 \quad (2)$$

egyenlettel jellemezhető.

1.1 *A napállandó megváltozásának hatása.* Tegyük fel, hogy az egyensúly a napállandó növekedéséből eredő energiatöbblet hatására tolódik el. Ekkor (2) az

$$(1 - \alpha)\Delta Q_0 - Q_0 \frac{d\alpha}{dT}\Delta T - \frac{dL}{dT}\Delta T = 0 \quad (3)$$

alakot ölti, ahonnan

$$\Delta T = \frac{1 - \alpha}{Q_0 \frac{d\alpha}{dT} + \frac{dL}{dT}} \Delta Q_0. \quad (4)$$

A $\beta = Q_0 \Delta T / \Delta Q_0$ érzékenységi paramétert bevezetve, (4-ből) a

$$\beta = \frac{S}{Q_0 \frac{d\alpha}{dT} + \frac{dL}{dT}} \quad (5)$$

kifejezésre jutunk (Cess, 1976). Az (5) egyenletből kitűnik, hogy adott $Q_0(1-\alpha)$ esetén az érzékenységet az albedónak és a hosszúhullámú kisugárzásnak a hőmérséklettel szembeni érzékenysége, más szóval e visszacsatolások intenzitása szabja meg. A $d\alpha/dT$ és a dL/dT visszacsatolások tényleges értékeit az éghajlati rendszer nagyszámú kölesönhatása alakítja ki, amelyek egy részét valószínűleg nem is ismerjük, a kvantitatív modellbe foglalás pedig a folyamatok még tágabb körénél megoldásra vár.

A sugárzási mérleg változásait a belső tényezők közül leggyakrabban a T hőmérséklettel és az ettől ugyancsak függő $n(T)$ felhőborítottsággal hozzák kapcsolatba, mégpedig az

$$\alpha = \alpha_0(1-n) + \alpha_N n, \quad (6)$$

$$\alpha_0 = \alpha_{00} + \frac{d\alpha_0}{dT} T, \quad (7)$$

illetve az

$$L = A + BT - Cn \quad (8)$$

alakban. A (6)–(8) összefüggésekre támaszkodó újabb linearizálás

$$\frac{d\alpha}{dT} = (1-n) \frac{d\alpha_0}{dT} + (\alpha_N - \alpha_0) \frac{dn}{dT}, \quad (9)$$

$$\frac{dL}{dT} = B - C \frac{dn}{dT} \quad (10)$$

után, az érzékenység (5) egyenletébe helyettesítve a

$$\beta = \frac{1-\alpha}{(1-n) \frac{d\alpha_0}{dT} + \left(\alpha_N - \alpha_0 - \frac{C}{Q_0} \right) \frac{dn}{dT} + \frac{B}{Q_0}} \quad (11)$$

formulához jutunk. Eszerint a napállandó változásával szembeni β érzékenységet a hosszúhullámú kisugárzás hőmérsékletfüggésén (B/Q_0) túl a derült területek rendszeralbedójának hőmérsékletfüggése ($d\alpha_0/dT$, a jégalbedó visszacsatolás lényege) és a felhőzetváltozások miatti visszacsatolások eredője [$(\alpha_N - \alpha_0 - C/Q_0)dn/dT$] határozza meg.

1.2 *A légkör összetételének változása.* Az előző levezetés gondolatmenete kézenfekvő módon alkalmazható egy általános c_i légköri komponens Δc_i megváltozásának hőmérsékleti következményeire is. Ekkor (2) megfelelője a

$$\frac{\partial(S-L)}{\partial c_i} \Delta c_i - \left(Q_0 \frac{d\alpha}{dT} + \frac{dL}{dT} \right) \Delta T = 0 \quad (12)$$

egyenlet, amelyből (5) felhasználásával a

$$\Delta T = \frac{\beta}{S} \frac{\partial(S-L)}{\partial c_i} \Delta c_i \quad (13)$$

összefüggésre jutunk. A (13) egyenlet tanúsága szerint $S = Q_0(1-\alpha)$ adott ér-

téke esetén a Δc_i koncentrációváltozás okozta hőmérsékletváltozást a β érzékenység és a sugárzási mérlegben kiváltott elsődleges (visszacsatolások nélküli) módosulás szorzata határozza meg. Tovább egyszerűsítve

$$\Delta T = \frac{\beta}{S} \delta_1 R, \quad (14)$$

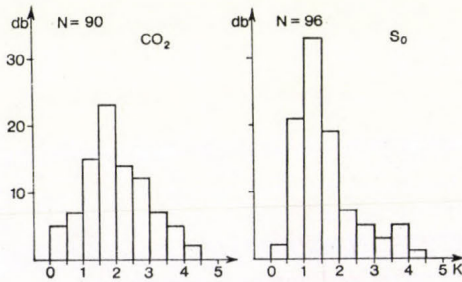
ahol $\delta_1 R$ a rendszer energiámérlegének látszólagos változása, amelyet (2) értelmében a visszacsatolások nullává egyenlítenek ki. E kiegyenlítés fő mechanizmusa a hosszuhullámú kisugárzás, amely a hőmérséklet megváltoztatásán keresztül biztosítja az egyensúlyt. Több légköri komponens szimultán változása esetén (14)-ből

$$\Delta T = \frac{\beta}{S} \sum_{i=1}^n \delta_i R^* \quad (15)$$

adódik, ahol $\delta_i R^*$ az elnyelési sávok átfedése miatt általában nem azonos az egyedüli változáshoz tartozó $\delta_i R$ értékkel.

2. A modell-eredmények összesítése

Az előző pontban levezetett (4) és (14) összefüggések koncentráltan tartalmazzák az egyensúlyi érzékenységet befolyásoló tényezőket, amelyek tény-



1. ábra: A szén-dioxid koncentráció megkétszereződéséhez, illetve a napállandó 1%-os növekedéséhez tartozó melegedés mértékének gyakorisági eloszlása az összes modell-eredményben

leges értékei nulla-dimenziós stacionárius megközelítésben már nem határozhatók meg. Ehhez nagyobb geometriai szabadsági fokú modellek szükségesek. Mivel a klímamodellezés jelenlegi szintjén kétséget kizáróan egyetlen modell sem tartalmazza az összes lényeges visszacsatolást, ezért célszerű több modell eredményét együttesen felhasználni. Ennek érdekében összegyűjtöttük a hozzáférhető modelleredmények többségét a napállandó 1%-os növekedését ($1,01 \times S_0$) és a szén-dioxid koncentráció megkétszereződését ($2 \times \text{CO}_2$) szimuláló standard másodfajú prognózisokra vonatkozóan. A gyűjtés 1983 októberében történt. Ily módon a napállandó-változásra 96, a CO_2 -duplázódásra 90 modell-eredményhez jutottunk, összesen 86 eredeti publikációból.

Az 1. ábrán bemutatjuk az összes modellszámítás gyakorisági eloszlását. A számtani középérték a napállandó 1%-os növekedése esetén 1,67 K (a β -érzékenység ennek százszorosa), a szén-dioxid megkétszereződését feltételező kísérletekben pedig 2,07 K. A gyakorisági eloszlások szembetűnően nem szimmetrikusak, tehát nem is normális eloszlásból valók. Emiatt a szórások 0,87 K, illetve 0,94 K értékei nem jellemzik átfogóan az eloszlást. Tekintettel az egy modelltől származó több eredményre, s a különböző modellekben alkal-

mazott hasonló megoldásokra, az eredmények valószínűségi értelemben vett függetlensége is problematikus. Emiatt tartózkodunk az eredmények eloszlására vonatkozó statisztikai hipotézisvizsgálattól, csakúgy, mint a különböző csoportosítások nyomán keletkező átlagértékek eltérésére vonatkozó szignifikancia-teszt alkalmazásától.

Valamennyi modelleredmény számtani középértéke a tényleges érzékenységnek megfelelően durva becslése, mivel valószínű, hogy a visszacsatolások nem megfelelő egyensúlya a modellek többségére jellemzően egy irányba tolja el a számtani közepet. Az éghajlati rendszer visszacsatolásainak száma igen nagy, s ezeket a különböző szerkezetű modellekben más és más módon szimulálják, beleértve a figyelmen kívül hagyást is. Egy-egy modell fizikai tartalmát is sok tényező alakítja ki. Ezek közül néhányat kiemelve, s a többit véletlen zajként kezelve vizsgálhatjuk a kiemelt tényezők hatását az egyensúlyi érzékenységre. E gondolat jegyében hat tényezőt emeltünk ki, melyeket a kezdeti több fokozatú osztályozás után végül is két szintben, igen (*i*), nem (*n*) értékekkel összesítettünk (*I. táblázat*). A kiválasztott tényezők közül a jég-albedó visszacsatolás és a felhőborítottsággal kapcsolatos visszacsatolások a (II) összefüggés szerint explicite meghatározzák az egyensúlyi érzékeny-

I. TÁBLÁZAT

Az óceán és a kontinens elkülönítése (K/O), a vertikális felbontás (N ≥ 3), az időfüggés (dT/dt ≠ 0), a felhőzeti visszacsatolás (dn/dT ≠ 0), az explicit dinamika (dI/dt) és a jég-albedó-visszacsatolás megjelenése az egyes modellekben, valamint a figyelembe vett eredmények száma

Forrás	K/O	N ≥ 3	$\frac{dT}{dt} \neq 0$	$\frac{dn}{dT} \neq 0$	$\frac{dI}{dt}$	$\frac{d\alpha_0}{dT} \neq 0$	1,01 × S ₀	2 × CO ₂
Plass, 1956	n	n	n	n	n	n	—	1
Kaplan, 1960	n	n	n	n	n	n	—	1
Möller, 1963	n	n	n	n	n	—	—	2
Manabe, Wetherald, 1967	n	i	i	n	n	n	1	3
Budiko, 1969	n	n	n	n	n	i	1	—
Sellers, 1969	i	n	n	n	n	i, n	2	—
Manabe, 1971	n	i	i	n	n	n	—	1
Rasool, Schneider, 1971	n	i	i	n	n	n	—	1
Rakipova, Visnyakova, 1973	n	n	n	n	n	n	—	2
Schneider, Gal-Chen, 1973	n	n	i	n	n	i	1	—
Budiko, 1974	n	n	n	n	n	i	—	1
Paltridge, 1974	n	n	n	i	n	n	1	—
Sellers, 1974	i	n	i	n	i	i	—	1
Weare, Snell, 1974	n	n	n	i	n	i	1	1
Manabe, Wetherald, 1975	i	i	i	n	i	i	—	1
North, 1975	n	n	i	n	n	i, n	3	—
Paltridge, 1975	n	n	n	i	n	n	1	—
Ramanathan, 1975	n	i	i	n	n	n	—	2
Schneider, 1975	n	i	i	i	n	n	—	1
Schneider, Mass, 1975	n	n	i, n	n	n	n	2	—
Wetherald, Manabe, 1975	i	i	i	n	i	i	1	—
Wetherald, Manabe, 1975	n	i	i	n	n	n	1	—
Bryson, Dittberner, 1976	n	n	n	n	n	n	1	—
Cess, 1976	n	n	n	i	n	i, n	3	—
Gal-Chen, Schneider, 1976	n	n	i	n	n	i, n	2	—
Ghil, 1976	n	n	i	n	n	i	1	—
Temkin, Snell, 1976	n	n	n	i	n	i	1	1
Andronova, et. al., 1977	n	n	n	n	n	i, n	2	—
Auguston, Ramanathan, 1977	n	i	i	n	n	n	—	2
Drazin, Griffel, 1977	n	n	n	n	n	i, n	2	—

Folytatás a következő oldalon

I. táblázat folytatása

Forrás	K/O	$N \geq 3$	$\frac{dT}{dt} \neq 0$	$\frac{dn}{dt} \neq 0$	$\frac{dt}{dt}$	$\frac{d\alpha_0}{dT} \neq 0$	$1,01 \times S_0$	$2 \times CO_2$
Lee, Snell, 1977	n	n	n	i	n	i	2	1
Lian, Cess, 1977	n	n	n	n	n	i, n	2	-
Mika, 1977	i	n	n	n	n	i	-	2
Ramanathan, 1977	n	i	i	n	n	i	1	1
Boughner, 1978	n	i	i	n	n	n	-	1
Cess, 1978	n	n	n	n	n	i	1	-
Held, 1978	i	n	i	n	i	n	2	-
Oerlemans, van den Dool, 1978	n	n	n	n	n	i	1	-
Ohring, Adler, 1978	i	n	i	i	i	i, n	2	3
Ackerman, 1979	n	i	i	n	n	n	-	1
Cess, Wronka, 1979	n	n	n	n	n	i	3	-
Coakley, 1979	n	n	n	n	n	i, n	2	-
Coakley, Wielicki, 1979	n	n	n	n	n	i	1	-
Hansen, 1979	i	i	i	i	i	i	-	2
Hartmann, Short, 1979	n	n	n	n	n	i, n	8	-
Hunt, Wells, 1979	n	i	i	n	n	n	-	3
Manabe, Stouffer, 1979	i	i	i	n	i	i	-	1
Mitchel, 1979	i	i	i	n	i	i	-	1
Newell, Dopplick, 1979	n	n	n	n	n	n	-	1
Ramanathan, et al., 1979	n	n	i	n	n	i	-	2
Robock, 1979	i	n	i	n	i	i	3	1
Suarez, Held, 1979	n	n	i	n	n	i, n	2	-
Charlock, Sellers, 1980	n	i	i	n	n	i, n	1	1
van den Dool, 1980	n	n	n	n	n	i	1	-
Manabe, Wetherald, 1980	i	i	i	i	i	i	1	1
Marx, Miskolci, 1980	n	n	n	n	n	n	-	1
Oerlemans, 1980	i	n	n	n	n	i	1	-
Potter et al., 1980	i	i	i	i	i	i	1	-
Ramanathan, 1980	n	i	i	n	n	n	-	1
Wang, Stone, 1980	n	i	i	n	n	i, n	4	4
Wetherald, Manabe, 1980	i	i	i	i, n	i	i	2	-
Charlock, 1981	n	i	i	n	n	i, n	4	2
Chou, Curran, 1981	i	n	i	i	i	i, n	4	-
Chylek, Kiehl, 1981	n	i	i	n	n	i	2	2
Gates, et al., 1981	i	n	i	i	i	n	-	1
Hansen et al., 1981	n	i	i	n	n	i, n	1	6
Held et al., 1981	i	n	i	i	i	i, n	2	-
Held et al., 1981	n	n	i	i	n	i, n	4	-
Hummel, Kuhn, 1981a	n	i	i	i	n	n	-	2
Hummel, Kuhn, 1981b	n	i	i	n	n	n	-	4
Hunt, 1981	n	i	i	i	n	n	-	3
Michael et al., 1981	n	n	i	n	n	i	-	1
Mika, 1981	n	n	n	i	n	n	1	-
Mitchell et al., 1981	i	i	i	i	i	i	1	-
Schneider, Thompson, 1981	n	n	i	n	n	i	-	2
Stephens, Webster, 1981	n	i	i	n	n	n	1	-
Wang et al., 1981	n	i	i	i, n	n	n	4	-
Wetherald, Manabe, 1981	i	i	i	n	i	i	-	2
Alekszandrov et al., 1982	n	i	i	n	i	i	-	1
Bryan et al., 1982	i	i	i	n	i	i	-	1
Chou et al., 1982	n	i	n	n	i	i, n	-	5
Gallimore, 1982	n	n	i	n	i	i	1	-
Gilliland, 1982	n	n	i	n	n	n	-	1
Peng et al., 1982	n	i	n	n	i	i	1	-
Rossow et al., 1982	n	i	i	i, n	n	n	2	2
Sellers, 1982	i	i	i	i	i	i	1	-
Alekszandrov et al., 1983	i	n	i	i	i	i	-	1
Coakley et al., 1983	n	n	n	n	n	i, n	-	4

séget. A vertikális felbontás, a dinamikai folyamatok, a megoldás időfüggő (nem stacionárius) volta, illetve az óceán és a kontinens eltérő kezelése pedig implicit módon befolyásolhatja az érzékenységet azáltal, hogy további visszacsatolásokat engednek meg, amelyek egymás hatását nem feltétlenül semlegesítik. E hat tényező kétfokozatú osztályozásának eredményeit a *II. táblázatunk* tartalmazza.

II. TÁBLÁZAT

A hat kiválasztott tényező szerinti csoportosítás statisztikai jellemzői

		$1,01 \times S_0$			$2 \times CO_2$		
		N	ΔT	σ/\sqrt{n}	N	ΔT	σ/\sqrt{n}
Jég-albedó visszacsatolás	n	44	1,18	0,05	45	1,68	0,11
	i	52	2,08	0,14	45	2,67	0,13
Felhőzeti visszacsatolás	n	67	1,83	0,10	72	2,17	0,11
	i	29	1,28	0,12	18	1,70	0,25
Vertikális felbontás	n	67	1,83	0,11	30	2,06	0,18
	i	29	1,28	0,09	60	2,09	0,10
Dinamikai folyamatok	n	75	1,69	0,10	70	2,09	0,11
	i	21	1,58	0,20	20	2,05	0,23
Időbeli felbontás	n	41	1,80	0,14	24	1,96	0,21
	i	55	1,57	0,11	66	2,14	0,12
Óceán/kontinens elkülönülés	n	74	1,68	0,10	71	2,06	0,11
	i	22	1,64	0,20	19	2,13	0,25

Várakozásunknak megfelelően a jég-albedó-visszacsatolás és a felhőborítottsággal kapcsolatos visszacsatolás hatása a modelleredményekben is megmutatkozik: az előbbi a változást erősítő (pozitív), az utóbbi a változást gyengítő (negatív) visszacsatolás. Ezen eredményeket a 3. pontban, a (11)-ben szereplő mennyiségek becslésére fogjuk felhasználni.

A négy implicit tényező közül csupán a vertikális felbontás mutatkozik jelentős módosító tényezőnek, az is csak a napállandó-változás szimulálásában. A CO_2 -koncentráció változásával kapcsolatban ilyen eltérés nem jelentkezik. A vertikális felbontás szerepének e különbözősége valószínűleg a (14) egyenlet felhasználásával a következőképpen magyarázható: A háromnál több szintet tartalmazó modelleknél δR értéke magasabb, mint a sugárzásátvitelt expliciten nem kezelő modellekben, bár nem biztos, hogy a szintek száma és a δR nagysága közötti kapcsolat oksági jellegű. A β -érzékenységnek a vertikális felbontás finomodásával tapasztalt csökkenése gyaníthatóan ugyancsak nem közvetlen, mivel a nagy vertikális bontás a modellek egy részében (a sugárzási-konvektív modellekben) a zonális felbontás elhagyása árán, s ezzel többnyire a jég-albedó-visszacsatolás figyelmen kívül hagyásával válik megvalósíthatóvá.

A másik három implicit tényező közül figyelemre méltó, hogy a dinamikai folyamatok explicit kezelése önmagában nem módosítja az érzékenységet, legalábbis a vizsgált modellek összességében. Az időbeli függés hatásának előjele a két kísérletben eltérő, mértéke a két (hozzávetőleges) hibahatár összegén belül van. Az óceán, illetve a kontinens elkülönülő kezelése nyomán mutatkozó eltérés teljesen jelentéktelen.

A modellszámítások csoportosíthatók aszerint is, hogy milyen típusú modelltől származnak. Eszerint megkülönböztettünk sugárzási-konvektív

típusú, energia-egyensúlyi típusú és általános cirkulációs modelleket. A III. táblázat tanúsága szerint a $2 \times \text{CO}_2$ kísérletben a hőmérsékletváltozás átlaga

III. TÁBLÁZAT

A fő modelltípusok szerinti csoportosítás statisztikai jellemzői

	$1,01 \times S_0$			$2 \times \text{CO}_2$		
	N	ΔT	σ/\sqrt{n}	N	ΔT	σ/\sqrt{n}
Sugárzási-konvektív modellek	23	1,14	0,06	55	2,00	0,11
Energia-egyensúlyi modellek	55	1,90	0,12	25	2,14	0,21
Általános cirkulációs modellek	18	1,62	0,23	10	2,12	0,40

mindhárom modelltípusban lényegében azonos. Az $1,01 \times S_0$ kísérletben ugyanakkor a sugárzási-konvektív modellekben jelentkező átlag lényegesen alacsonyabb, mint a másik két típusban. Ennek oka valószínűleg a jég-albedó-visszacsatolás hiányában rejlik (vö. a vertikális felbontással kapcsolatos fejtegetéssel).

3. Paraméter-becslések

Az előző pontban a modelleredmények összevonásai nyomán különféle átlagos értékek keletkeztek a napállandó, illetve a szén-dioxid-koncentráció standard megváltozásának hőmérsékleti következményeként. Ezeknél azonban megbízhatóbb becslést szolgáltatnak a figyelembe vett két visszacsatolást egyaránt szimuláló számítások. Ilyen eredmény 17, illetve 11 darab akadt, átlagosan 1,49K ($1,01 \times S_0$), illetve 1,95K ($2 \times \text{CO}_2$) értékkel. Az eredmények szórása 0,76K és 1,08K, vagyis nem kisebb, mint az összes eredmény szórása. A mindkét visszacsatolást figyelembe vevő számítások ellenpontja az a 26, illetve 36 eredmény, amelyeknél egyik visszacsatolás sem jutott szerephez. Ez utóbbiak átlaga 1,28K ($1,01 \times S_0$), illetve 1,68K ($2 \times \text{CO}_2$). A szórások ez esetben 0,26K és 0,70K, vagyis az előbbi csoportosítások mindegyikénél alacsonyabb értékek.

E két ellentétes csoportosítás alapján megbecsülhetjük a két visszacsatolás eredőjének számszerű értékét. Ennek érdekében a (11) összefüggést hozzuk a

$$\beta = \frac{a}{b + c1 + c2} \quad (16)$$

alakra, ahol

$$a = 1 - \alpha,$$

$b = B/Q_0$ – a hosszúhullámú kisugárzást jellemző visszacsatolási együttható,

$$c1 = (1 - n)d\alpha_0/dT \text{ – a jég-albedó-visszacsatolás együtthatója,}$$

$c2 = (\alpha_N - \alpha_0 - C/Q_0)dn/dT$ – a felhőborítottsággal kapcsolatos visszacsatolások együtthatója.

A mindkét visszacsatolást szimuláló ($\beta_{1,2}$), illetve a mindkettőt nélkülöző (β_0) átlagos eredmények hányadosa (16) alapján

$$\frac{\beta_{1,2}}{\beta_0} = \frac{b + c1 + c2}{b} \quad (17)$$

Ha továbbá feltesszük, hogy a (14)-ben szereplő δR -érték mindkét csoportban

azonos, vagyis a sugárzási mérleg elsődleges megváltozásának a visszacsatolásoktól való elvi függetlensége a vizsgált modelleszortokban realizálódik, akkor a $2 \times \text{CO}_2$ -kísérletben is teljesül a (17)-tel analóg

$$\frac{\Delta T_{1,2}}{\Delta T_0} = \frac{b + c_1 + c_2}{b} \quad (18)$$

összefüggés. A (17) és (18) nyomán az előző bekezdésben szereplő átlagértékekkel a $(c_1 + c_2)/b$ hányadosra mindkét kísérletben $-0,14\text{K}^{-1}$ becsléshez jutottunk. A hosszúhullámú kisugárzásban szereplő B együtthatóra a jellemző $1,8 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, Q_0 -ra pedig 340 Wm^{-2} értékkel számolva a visszacsatolások eredőjére a $c_1 + c_2 = -0,0007\text{K}^{-1}$ eredményt kaphatjuk.

A két visszacsatolás mértékének külön-külön meghatározásához a II. táblázatban feltüntetett első négy sor eredményeit használhatjuk fel. A csak az egyik visszacsatolás szerinti szétválasztás hiányossága, hogy a másik – ellentétes értelmű – visszacsatolás torzíthatja az átlagos hatást, ezért a c_1 és c_2 számszerű becsléséhez fel kell tennünk, hogy a torzító hatás az éppen vizsgált szétválasztás szerinti két csoportban azonos mértékű, vagyis a (16)-tal analóg összefüggések

$$\beta_0^* = \frac{a}{b + x_2 c_2}, \quad (19)$$

$$\beta_1^* = \frac{a}{b + c_1 + x_2 c_2}, \quad (20)$$

illetve

$$\beta_0^{**} = \frac{a}{b + x_1 c_1}, \quad (21)$$

$$\beta_2^{**} = \frac{a}{b + x_1 c_1 + c_2} \quad (22)$$

alakúak. A (19)–(20) és a (21)–(22) egyenletpárok c_1 -re és c_2 -re megoldhatók az ellentett visszacsatolás $x_1 c_1$ és $x_2 c_2$ jelenlétének ismerete nélkül is. A megoldások rendre $c_1 = -0,0026\text{K}^{-1}$, $c_2 = 0,0016\text{K}^{-1}$, illetve $c_1 = -0,0015\text{K}^{-1}$, $c_2 = 0,0009\text{K}^{-1}$, ahonnan $c_1 + c_2 = -0,0010\text{K}^{-1}$, illetve $c_1 + c_2 = -0,0006\text{K}^{-1}$. A két kísérlet eredményeiből adódó c_1 és c_2 értékek tehát eléggé eltérőek, csak úgy, mint a visszacsatolások $c_1 + c_2$ eredője. Annyi mindenesetre megállapítható, hogy a hosszúhullámú kisugárzást jellemző B/Q_0 visszacsatolási együttható $1,8 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}/340 \text{ Wm}^{-2} = 0,0053\text{K}^{-1}$ értékéhez képest a két vizsgált visszacsatolás külön-külön nem elhanyagolható, de eredőjük annál csaknem egy nagyságrenddel kisebb. A $c_1 + c_2$ -re valamennyi modell felhasználásával nyert becslés a két kísérlet átlagában megnyugtatóan egyezik a (18) szerint számított, a modelleknek csupán kis részére támaszkodó becsléssel. $c_1 + c_2 = -0,0008\text{K}^{-1}$ esetén $\beta = (156)\text{K}$.

A modell-számítások alapján mód van a CO_2 -duplázódás által a sugárzási mérlegben kiváltott δR látszólagos változás becslésére is. Ehhez a (14) és β definíciója alapján nyerhető

$$\delta R = (1 - \alpha) \Delta Q_0 \frac{\Delta T(2 \times \text{CO}_0)}{\Delta T(1,01 \times S_0)} \quad (23)$$

egyenletet kell felhasználnunk, de úgy, hogy biztosítva legyen a két kísérletben megjelenő β -érzékenység azonossága. A CO_2 -duplázódásra vonatkozó ered-

mények között 37 olyan akadt, amelyhez egyazon modellvariánsban az 1%-os napállandó-emelkedés hatását is vizsgálták. Az azonos modellben keletkező $\Delta T(2 \times \text{CO}_2)/\Delta T(1,01 \times S_0)$ értékek hányadosa 1,72 számtani középértékkel volt jellemezhető, ahonnan $\alpha = 0,3$ és $\Delta Q_0 = 3,4 \text{ Wm}^{-2}$ mellett $\delta R = 4,1 \text{ Wm}^{-2}$. Ezt az értéket (14)-be helyettesítve az előző két β -becslés (149K és 156K) alapján $2 \times \text{CO}_2$ hőmérsékleti következményeként 2,56K, illetve 2,68K értékekhez jutunk, ami magasabb a mindkét visszacsatolást szimuláló 11 modelleredmény 1,95K átlagánál.

Az azonos modellvariánsokból származó eredmények felhasználhatóak a δR változások $\sigma(\delta R)$ szórásának jellemzésére. Feltehetjük ugyanis, hogy az egyes modellekben a kiinduló $(1 - \alpha)$ és az alkalmazott ΔQ_0 kevéssel tér el a valóságostól, így egymástól sem, vagyis a δR szórásában döntően a hőmérsékletváltozások szórása jelenik meg a (23) egyenletben. Ez matematikailag azt jelenti, hogy

$$\sigma(\delta R) = (1 - \alpha) \Delta Q_0 \cdot \sigma \left[\frac{\Delta T(2 \times \text{CO}_2)}{\Delta T(1,01 \times S_0)} \right] \quad (24)$$

ahonnan a 37 modelleredmény felhasználásával a $\sigma(\delta R) = 0,7 \cdot 3,4 \text{ Wm}^{-2} \cdot 0,43 = 1,0 \text{ Wm}^{-2}$ eredményre jutunk.

E becslést felhasználva megállapíthatjuk azt is, hogy mekkora δR szórásának szerepe a $\Delta T(2 \times \text{CO}_2)$ hőmérséklet-változás bizonytalanságában, illetve mekkora lenne a hőmérséklet szórása, ha a β -érzékenység minden modellben azonos lenne, s az eredmények csak δR különbözősége miatt térnének el egymástól. E számítás a

$$\sigma[\Delta T(2 \times \text{CO}_2)] = \frac{\beta}{S} \sigma(\delta R) \quad (25)$$

összefüggés alapján a $\beta = (149)\text{K}$ becslésre támaszkodva a $\sigma[\Delta T(2 \times \text{CO}_2)] = 0,64\text{K}$ eredményre vezet, ami csaknem eléri a 37 modellszámítás $0,75\text{K}$ szórását és nagyobb részét teszi a bármely csoportosításban eddig megmutatkozó szórásoknak a $2 \times \text{CO}_2$ -kísérletben. Ha tehát a modellezés során pontosan lehetne reprodukálni az érzékenységet, a sugárzási mérleg elsődleges változásában fellépő bizonytalanság akkor is a hőmérséklet-változás jelentős bizonytalanságát okozná.

4. Összegezés

A feldolgozott modelleredmények alapján megállapítható, hogy a jég-albedó-visszacsatolás és a felhőborítottsággal kapcsolatos visszacsatolások eredője külön-külön lényegesen befolyásolja az érzékenységet. A visszacsatolások intenzitása a különféle megközelítésekben némileg eltérő. Kerekítéssel a $-0,002\text{K}^{-1}$, illetve a $0,001\text{K}^{-1}$ becslések irányadóak. E két visszacsatolás eredője a hosszúhullámú kisugárzás hőmérsékletfüggéséből adódó $0,005\text{K}^{-1}$ negatív visszacsatolás mellett (amit a tanulmányban nem vizsgáltunk, mivel minden modellváltozatban jelen van) ugyanakkor nem játszik meghatározó szerepet. A napállandó emelkedésével, illetve a szén-dioxid-koncentráció növekedésével kapcsolatos standard kísérleteknek egyaránt alávetett modellváltozatokban a sugárzási mérleg látszólagos megváltozása átlagosan $4,1 \text{ Wm}^{-2}$, az értékek szórása $1,0 \text{ Wm}^{-2}$. Az egyensúlyi érzékenységre mindkét kísérletben 2-2 becsléshez jutottunk. A közvetlen módszer az eredmények kisebbségére, a mindkét visszacsatolást szimuláló változatokra támaszkodott, míg a közvetett út az érzékenységet meghatározó tényezőkön keresztül vezetett, s a számí-

tások teljes körét felhasználta. A napállandó 1%-os emelkedésére így 1,5 K és 1,6 K becslésekhez jutottunk; a CO₂-duplázódási hőmérsékletek 2,0 K és 2,6 K. A szén-dioxid-koncentráció várható növekedése tehát a modell-eredmények teljes körére támaszkodva számottevő hőmérséklet-változást vonhat maga után.

IRODALOM

- Ackerman, T. R., 1979: On the effect of CO₂ on atmospheric heating rates. *Tellus* 30, 115–123
- Alekszandrov, E. L., Karol, I. L., Rakipova, L. R. et al., 1982: *Atmoszfernij ozon i izmenenyija globalnogo klímata*. Hidrometeoizdat, Leningrad.
- Alekszandrov, V. V., Arhipov, P. L., Parhomenko, V. P. i Sztencsikov, G. L., 1983: Globalnaja model szisztémü okean-atmoszfera i isszledovanyie ee csuvsztvitelnyosztji k izmenenyiju koncentracii CO₂. *Izv. AN SZSZSZR, Fizika atmoszferi i okeana* 19., N5, 451-458.
- Andronova, N. G., Korolj, I. L. i Frolkisz, V. A., 1977: Metod malih vozmuscenyij v sztacionar-noj poluempiricseszkaj modeli szrednyego zonalnogo tyeplovogo rezsima atmoszferi. *Trudi GGI* 247, 55–64.
- Auguston, T. and Ramanathan V. A. 1977: A radiation-convective model study of the CO₂ climate problem. *J. Atmos. Sci.* 34, 448–451.
- Boughner R. E., 1978: The effect of increased carbon dioxide concentration on stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.* 83, 1326–1332.
- Bryan, K., Komro, F. G., Manabe, S. and Spelman, M. J., 1982: Transient climate response to increasing atmospheric CO₂. *Science* 215, 56–58.
- Bryson R. A. and Dittberner, G. J., 1976: A nonequilibrium model of hemisphere mean temperature. *J. Atmos. Sci.* 33, 2094–2106.
- Bdiko, M. I., 1969: The effect of solar variations on the climate of the earth. *Tellus* 21, 611–619.
- Budiko, M. I., 1974: *Izmenenyija klímata*. Hidrometeoizdat, Leningrad.
- Cess, R. D., 1976: Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.* 33, 1831–1843
- Cess, R. D., 1978: Biosphere-albedo feedback and climate modelling. *J. Atmos. Sci.* 35, 1765–1768
- Cess, R. D. and Wronka, J. C., 1979: Ice ages and Milankovitch theory: A study of interactive climate feedback mechanisms. *Tellus* 31, 185–192.
- Chack, T. P. and Sellers, W. D., 1980: Aerosol effect on climate: Calculations with time-dependent and steady-state radiative-convective models. *J. Atmos. Sci.* 37, 1327–1341.
- Charlock, T. P., 1981: Cloud optics as a possible stabilizing factor in climate change. *J. Atmos. Sci.* 38, 661–663.
- Chou, S.-H. and Curran, R. J., 1981: The effects of surface evaporation parametrizations on climate sensitivity to solar constant variations. *J. Atmos. Sci.* 38, 931–938.
- Chou, M.-D., Peng, L. and Arking, A., 1982: Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part II.: The role of feedback mechanisms in the CO₂ problem. *J. Atmos. Sci.* 39, 2657–2666.
- Chylek P. and Kiehl, J. T., 1981: Sensitivities of radiative-convective climate models. *J. Atmos. Sci.* 38, 1105–1110.
- Coakley, J. A., 1979: A study of climate sensitivity using a simple energy balance model. *J. Atmos. Sci.* 36, 260–269.
- Coakley, J. A. and Wielicki, B. A., 1979: Testing energy balance climate models. *J. Atmos. Sci.* 36, 2031–2038.
- Coakley, J. A., Cess, R. and Yurevich, F. B., 1983: The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parametrization for climate models. *J. Atmos. Sci.* 40, 116–138.
- Van den Dool, H. M., 1980: On the role of cloud amount in an energy balance model of the Earth's climate. *J. Atmos. Sci.* 37, 939–946.
- Drazin, P. G. and Griffel, H. D., 1977: Structure of diffuse climatological models. *J. Atmos. Sci.* 34, 1696–1706.
- Gal-Chen, T. and Schneider, S. H., 1976: Energy balance climate modeling: Comparison of radiative and dynamic feedback mechanisms. *Tellus* 28, 108–121.
- Gallimore, R. G., 1982: A water vapor-energy balance model designed for sensitivity testing of climatic feedback processes. *J. Atmos. Sci.* 40, 39–52.
- Gates, W. I., Cook, K. H. and Schlesinger, M., 1981: Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increasing CO₂ with the OSU atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.* 86 (C7), 6385–6393.
- Ghil, M., 1976: Climate stability for a Sellers-type model. *J. Atmos. Sci.* 33, 3–20.

- Gilliland, R. L., 1982: Solar, volcanic and CO₂ forcing of recent climatic changes. *Climatic Change* 4, 111–131.
- Hansen, J. E., 1979. *Proposal for Research in Global Carbon Dioxide Source/Sink Budget and Climate Effects*. Goddard Institute for Space Studies, New York.
- Hansen, J. Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D. and Russell, G., 1981: Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. *Science* 213, 957–966.
- Hartmann, D. L. and Short, D. A., 1979: On the role of zonal asymmetries in climate change. *J. Atmos. Sci.* 36, 519–528.
- Held, I. M., 1978: The tropospheric lapse rate and climate sensitivity experiments with a two-level atmospheric model. *J. Atmos. Sci.* 35, 2083–2098.
- Held, I. M., Linder, D. I. and Suarez, M. J., 1981: Albedo feedbacks, the meridional structure of the effective heat diffusivity, and climate sensitivity: Results from dynamic and diffusive models. *J. Atmos. Sci.* 38, 1911–1927.
- Hummel, J. R. and Kuhn, W. R., 1981a: An atmospheric radiative-convective model with interactive water vapor transport and cloud development. *Tellus* 33, 372–381.
- Hummel, J. R. and Kuhn, W. R., 1981b: Comparison of radiative-convective models with constant and pressure-dependent lapse rates. *Tellus* 33, 254–261.
- Hunt, B. G. and Wells, N. C., 1979: An assessment of the possible future climatic impact of carbon dioxide increases based on a coupled one-dimensional atmospheric-oceanic model. *J. Geophys. Res.* 84 (C2), 787–791.
- Hunt, L. D., 1981: An examination of some feedback mechanisms in the carbon dioxide climate problem. *Tellus* 33, 78–88.
- Kaplan, L. D., 1960: The influence of carbon dioxide variation on the atmospheric heat balance. *Tellus* 12, 204–208.
- Lee, P. S. and Snell, F. M., 1977: An annual zonally averaged global climatic model with diffuse cloudiness feedback. *J. Atmos. Sci.* 34, 847–853.
- Lian, M. S. and Cess, R. D., 1977: Energy balance climate models: a reappraisal of ice-albedo feedback. *J. Atmos. Sci.* 34, 1058–1062.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* 24, 241–259.
- Manabe, S. 1971: Estimates of the future changes of climate due to increase of carbon dioxide concentration in the air. In: „*Man's Impact on the Climate*” MIT Press, Cambridge, Massachusetts 249–264.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1975: The effect of doubling the CO₂-concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 32, 3–15.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J., 1979: A CO₂-climate sensitivity study with a mathematical model of the global climate. *Nature* 282, 491–493.
- Manabe, S. and Wetherald R. T., 1980: On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂-content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 37, 99–118.
- Marx, G. and Miskolci, F., 1980: The CO₂ greenhouse effect and the thermal history of the atmosphere. 23, *COSPAR Plenary Meeting*, Budapest.
- Michael, P., Hoffert, M. and Tobias, M., 1981: Transient climate response to changing carbon dioxide concentration. *Climatic Change* 3, 137–153.
- Mika, J., 1977: Az éghajlat numerikus modellezése. ELTE Meteorológiai Tanszék. Kézirat.
- Mika, J., 1981: A globális éghajlat statisztikai-dinamikai modellezése. *MTA X. Oszt. Közl.* 14/2–4 177–191.
- Mitchel, J.F.B., 1979: Preliminary report on the numerical study of the effect on climate of increasing atmospheric carbon dioxide. *Met. O. 20, Tech. Note No. II/137*. Meteorological Office, Bracknell, Berkshire, U. K.
- Mitchell, C. S., Potter, G. L., Ellsasser, H. W. and Walton, J. J., 1981: Case study of feedbacks and synergisms in a doubled CO₂ experiment. *J. Atmos. Sci.* 38, 1906–1910.
- Möller, F. 1963: On the influence of changes in the CO₂ concentration in the air on the radiation balance of the earth's surface and on climate. *J. Geophys. Res.* 68, 3877–3886.
- Newell, R. E. and Dopplick, T. G., 1979: Questions concerning the possible influence of anthropogenic CO₂ on atmospheric temperature. *J. Appl. Meteorol.* 18, 822–824.
- Nort, G. R., 1975: Theory of energy-balance climate models. *J. Atm. Sci.* 32, 2033–2043.
- Oerlemans, J. and Vanden Dool, H. M., 1978: Energy balance climate models: stability experiments with a refined albedo and updated coefficient for infrared emission. *J. Atmos. Sci.* 35, 371–381.
- Oerlemans, J., 1980: On zonal asymmetry and climate sensitivity. *Tellus* 32, 489–499.
- Ohring, G. and Adler, S., 1978: Some experiments with a zonally averaged climate model. *J. Atmos. Sci.* 35, 186–205.
- Paltridge, G. W., 1974: Atmospheric radiation and the gross character of stratiform cloud. *J. Atmos. Sci.* 31, 156–160.

- Paltridge, G. W., 1975: Global dynamics and climate, a system as minimum entropy exchange. *Q. J. R. Met. Soc.*, 101, 475–484.
- Peng, L., Chou, M.-D. and Arking, A., 1982: Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and sensitivity to the solar constant. *J. Atmos. Sci.* 39, 2639–2656.
- Plass, G. N., 1956: The influence of the 15 km carbon dioxide band on the atmospheric infra-red cooling rate. *Q. J. R. Met. Soc.* 82, 310–324.
- Potter, G. L., Ellsasser, H. W., MacCracken, M. C., Ellis, J. S. and Luther, F. M., 1980: Climate change due to antropogenic surface albedo modification. In: *Interactions of energy and climate*. D. Reidel Publ. Comp. Dordrecht. 317–326.
- Rakipova, L. R. i Visnyakova, O. N., 1973: Vlijaniye uglekiszlogo gaza na tyermiceszkij rezsım atmosferi. *Trudi GGO* 315, 39–45.
- Ramanathan, V., 1975: Greenhouse effect due to chlofluorocarbons: Climatic implications. *Science*, 190, 50–53.
- Ramanathan, V., 1977: Interactions between ice-albedo lapse-rate, cloud-top feedbacks: An analysis of the nonlinear response of a GCM climate model. *J. Atmos. Sci.* 34, 1885–1897.
- Ramanathan, V., Lian, M. S. and Cess, R. D., 1979: Increased CO₂: Zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. *J. Geophys. Res.* 84, 4949–4958.
- Ramanathan, V., 1980: Climatic effect of antropogenic trace gases. In: *Interactions of energy and climate*. D. Reidel Publ. Comp. Dordrecht, 269–280.
- Rasool, S. I. and Schneider, S. H., 1971: Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increases on global climate. *Science* 173, 138–141.
- Robock, A., 1979: The performance of a seasonal global climatic model. *GARP Publication Series* No. 22 766–802.
- Rossow, W. B., Henderson-Sellers, A. and Weinreich, S. K., 1982: Cloud feedback: A stabilizing effect for the early Earth? *Science* 217, 1245–1247.
- Schneider, S. H. and Gal-Chen, I., 1973: Numerical experiments in climate stability. *J. Geophys. Res.* 78, 6182–6194.
- Schneider, S. H., 1975: On the carbon dioxide-climate confusion. *J. Atmos. Sci.* 32, 2060–2066.
- Schneider, S. H. and Mass, C., 1975: Volcanic dust, sunspots and temperature trends. *Science* 190, 741–746.
- Schneider, S. H. and Thompson, S. L., 1981: Atmospheric CO₂ and climate: Importance of the transient response. *J. Geophys. Res.* 86, (C4), 3135–3147.
- Sellers, W. D., 1969: A global climate model based on the energy balance of the earth atmosphere system. *J. Appl. Met.* 8, 392–400.
- Sellers, W. D., 1974: A reassessment of the effect of CO₂ variations on a simple global climate model. *J. Appl. Met.* 13, 831–833.
- Sellers, W. D., 1982: The response of a climate model to variations in the solar constant. *A Coll. Ext. Abstr. Presented at the Symp. on the Constant and the Spectr. Distrib. of Solar Irradiance*. Boulder, Cdo. Jan. 1982.
- Stephens, G. L. and Webster, P. J., 1981: Clouds and climate: Sensitivity of simple systems. *J. Atmos. Sci.* 38, 235–247.
- Suarez, M. J. and Held, I. M., 1979: The sensitivity of an energy balance climate model to variations in the orbital parameters. *J. Geophys. Res.* 84, 4825–4836.
- Temkin, R. L. and Snell, F. M., 1976: An annual zonally-averaged hemispherical climatic model with diffuse cloudiness feedback. *J. Atmos. Sci.* 33, 1671–1685.
- Wang, W. C. and Stone, P. H., 1980: Effect of ice-albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensional radiative-convective climate model. *J. Atmos. Sci.* 37, 545–552.
- Wang, W. C., Rossow, W. B., Yao, M.-S. and Wolfson, M., 1981: Climate sensitivity of a one-dimensional radiative-convective model with cloud feedback. *J. Atmos. Sci.* 38, 1167–1178.
- Weare, B. C. and Snell, F. M., 1974: A diffuse thin cloud atmospheric structure as a feedback mechanism in global climatic modelling. *J. Atmos. Sci.* 31, 1725–1734.
- Wetherald, R. T. and Manabe, S., 1975: The effect of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* 32, 2044–2059.
- Wetherald, R. T. and Manabe, S., 1980: Cloud cover and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.* 37, 1485–1510.
- Wetherald, R. T. and Manabe, S., 1981: Influence of seasonal variation upon the sensitivity of a model climate. *J. Geophys. Res.* 86, 1194–1204.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 6. szám, 1985. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 6. Nov – Dec. 1985, Budapest

Radarral meghatározott, valamint csapadékmérőkkel mért területi csapadékmennyiségek összehasonlítása nem konvektív időjárási helyzetekben

SIMON ZSUZSANNA, Központi Előrejelző Intézet H—1675 Budapest, Pf. 32.

Comparison of areal precipitation estimated by radar with that of measured by raingauges, in non-convective synoptic situations. At the Szentgotthárd/Farkasfa radar station the PPI indicator pictures, made by special photographic technique, were used for the estimation of the amount of precipitation in non-convective synoptic situations. The radar-estimations were compared to the precipitation data measured by the national synoptic network. According to the results the estimation method is able to provide reliable precipitation data in such cases, when no significant changes occur in space and time.

✱

Radarral meghatározott, valamint csapadékmérőkkel mért területi csapadékmennyiségek összehasonlítása nem konvektív időjárási helyzetekben. Szentgotthárd-Farkasfa radarállomáson, a radarindikátorról PPI üzemmódban, speciális fotóeljárással készült fényképfelvételek segítségével becsültük meg a csapadék mennyiségét nem konvektív időjárási helyzetekben. A becsült értékeket összehasonlítottuk a szinoptikus hálózatban mért csapadékadatokkal. Az eredmények szerint a becslési eljárás olyan esetekben szolgálat megbízható adatokat, amikor a csapadéktevékenység térben és időben nem mutat szignifikáns változásokat.

✱

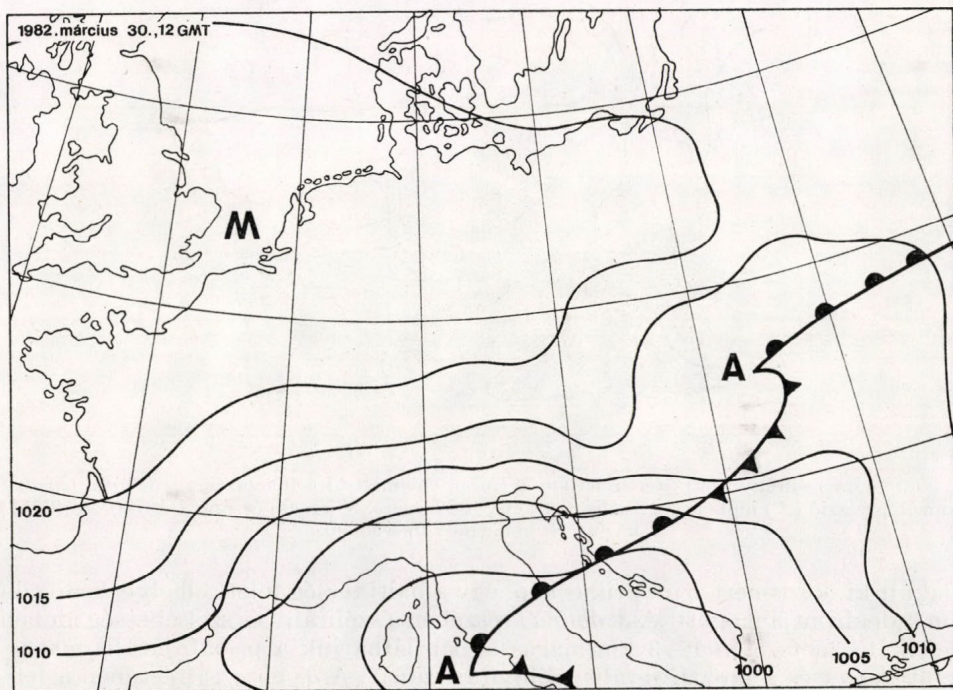
Bevezetés. A GARP – ALPEX-program során, annak intenzív szakaszában (SOP), 1982. március – áprilisban a megfigyelési alaprendszer és az azt kiegészítő megfigyelési rendszerek segítségével vizsgálták az időjárást az Alpok térségében. Az összegyűlt nagy mennyiségű adat lehetőségét nyújt az Alpok időjárást módosító hatásának tanulmányozására és egyéb vizsgálatokra. Az ALPEX-program ezen szakaszában a Szentgotthárd/Farkasfa időjárási radarállomás bővített, rendkívüli mérési programot hajtott végre. Speciális fotótechnika segítségével a radar képernyőjéről fényképfelvételeket készítettek. Az ezekből nyert csapadékmezőt két, viszonylag tartós, területileg egyenletes, jelentősebb csapadékot adó időjárási helyzetben (1982. márc. 30–31. és ápr. 13–15.) összehasonlítottuk a regionális szinoptikus megfigyelőhálózat mérési alapján rendszeresen összeállított csapadéktérképekkel Szentgotthárd/Farkasfa 200 km-es körzetében. A radaradatok ilyen célú vizsgálata szempontokat adhat ahhoz, hogy miként hasznosítsuk a radarészleléseket a mindennapos csapadékszinoptikai gyakorlatban.

A csapadéktevékenységet meghatározó szinoptikus helyzetek

1982. március – áprilisban két olyan időjárási helyzet fordult elő, melynek során a szentgotthárdi radar által vizsgált területen, főleg a Dráva – Száva

mentén, viszonylag tartós, jelentős mennyiségű csapadék hullott. A kiválasztott szinoptikus helyzetek részletes analízisét azért végeztük el, mert feltételeztük, hogy a csapadéktevékenységet meghatározó időjárási folyamatok jellege szerepet játszhat a radarral becsült és a földfelszíni csapadékmérések alapján kapott csapadékeloszlások eltéréseinek mértékében.

Az első szinoptikus helyzetben a csapadéktevékenység 1982. március 30-án 04 órától, mintegy 20 órán keresztül, 31-én 00 óráig tartott. A tartós

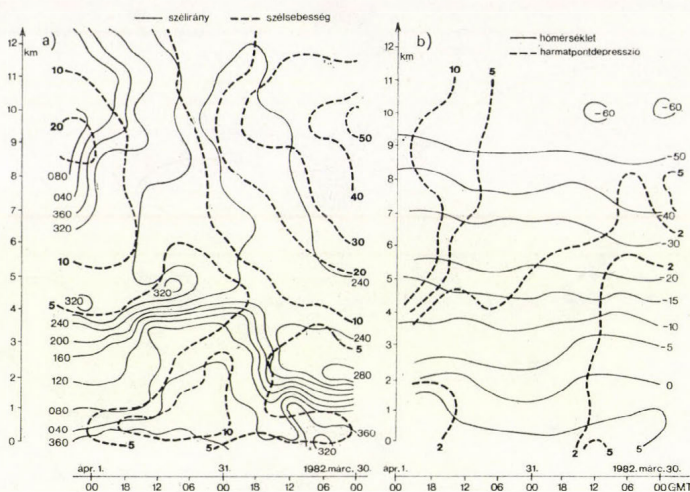


1. ábra : A talajközeli szinoptikus helyzet Európa térségében, 1982. március 30-án 12 órákor (GMT).

esőzést az 1. ábrán látható szinoptikus helyzet hozta létre. A helyzet jellegzetessége a délnyugat–északkeleti irányban húzódó frontálzóna, amelynek északkeleti peremhullámán, a Kárpát-medence térségében sekély örvény képződött. Vizsgált területünk fölött ebben az időpontban az örvény hátoldali áramlási mezeje helyezkedik el. A frontálzóna sajátosságait a 2. ábra a) részében a szélirány és szélesebesség Szombathely fölötti időbeli vertikális metszete mutatja. Az időszak első felében, közelítőleg 30-án 15 óráig, a frontális nyíródási zóna (a nagy szélirányváltozások zónája) az alacsony rétegekben helyezkedik el, majd fokozatosan felemelkedik, és az északi–északkeleti széllel beáramló hűvösebb levegő az egész alsó troposzférát kitölti. Ezt láthatjuk a hőmérséklet és a harmatpont-depresszió eloszlásának időbeli vertikális metszetén is a 2. ábra b) részében, ahol az izotermák 30-án 18 órától fokozatosan süllyednek. A beáramló hűvösebb levegő azonban közel van a telítéshez, erre utal a 2 °C-os harmatpont-depresszió. Ennek ellenére, a hideg levegő beáramlása után a csapadéktevékenység megszűnik.

A második csapadékos időszak 1982. április 13-án 06 órától 14-én 18 óráig

tartott. A csapadéktevékenységet hosszabb, közel 8 órás csapadékmentes időszak szakította meg. A két csapadékos szakasz közül az első (I) 1982. április 13-án 06–21 óráig, a második (II) 14-én 05–18 óráig tartott. Mindkét csapadékos időszakot folytonos, csendes esőzés jellemezte (lásd a 7. ábrán a nagyzkanizsai csapadék összeggörbét). Létrejöttüket azonban eltérő időjárási feltételek határozták meg. Az első szakasz posztfrontális szinoptikus helyzetben

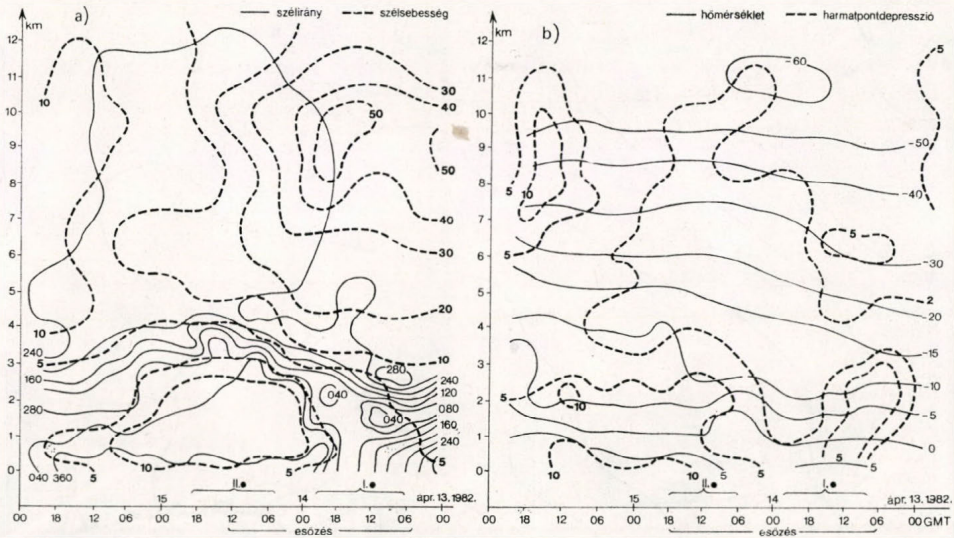


2. ábra: a) a szélirány (fok) és a szélesség (m/s), valamint b) a hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$) és a harmatpont-depresszió ($^{\circ}\text{C}$) időbeli vertikális metszete 1982. márc. 30-án 00 és apr. 1-én 00 óra (GMT) között, Szombathely térségében

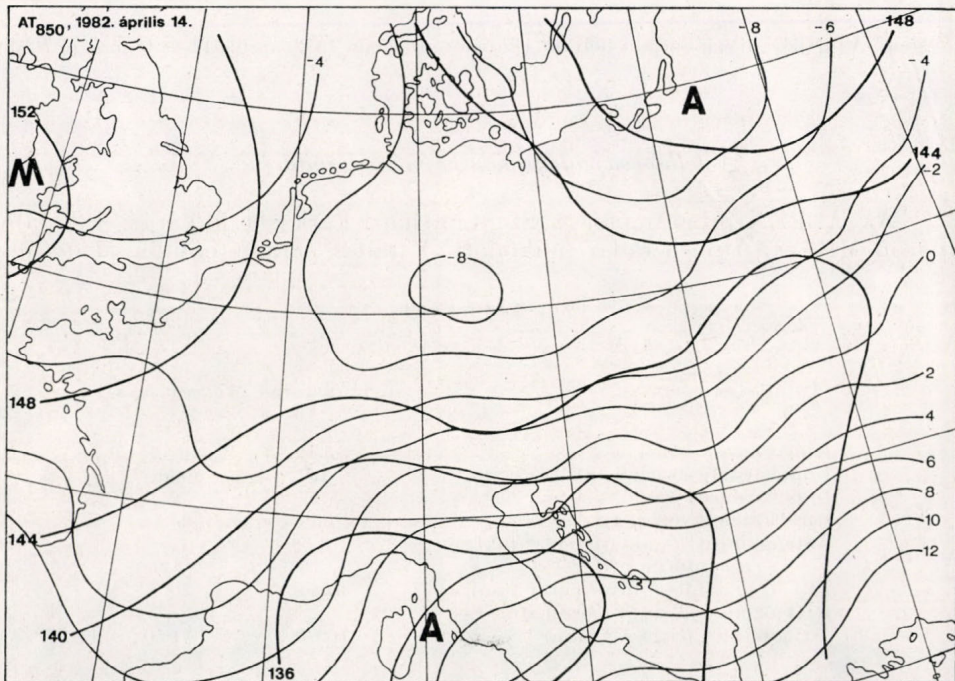
alakult ki, közismert szinoptikus kép, egy a balti térség felett elhelyezkedő ciklon hidegfrontja mögött. A 3. ábra a) részében a szélirány és szélesség időbeli vertikális metszetén 1–3 km magasságban láthatjuk a posztfrontális magasszinti jet-et és a posztfrontális szélnyírási zónát. A 3. ábra b) részében a fentieknek megfelelően az izotermák süllyedése mutatkozik 13-án 22 óráig, amit éjfél-től egy feltűnő meleghullám követ. Ez a meleghullám a Földközi-tenger térségében kialakult ciklon melegfrontzónájának megjelenése a Szombathely fölötti hőmérsékleti metszeten. Ezt bizonyítja 14-én 00 órakor (GMT) a 850 mb-os felület izotermamezeje is a 4. ábrán. Az 5. ábrán látható talajközeli szinoptikus helyzet 14-én 06 órakor (GMT) azt mutatja, hogy az Olaszország felett elhelyezkedő ciklon áramlási rendszere a Kárpát-medence fölé is kiterjedt. A ciklon északi szektorában pedig talajközeli konvergenciavonal húzódik, vizsgált területünkön is keresztül, délnyugat–északkeleti irányban. A második csapadékos szakasz ebben a konvergenciavonalban alakult ki.

Ez a talajközeli időjárási helyzet azonban nem maradt fenn hosszabb ideig térségünk felett, a ciklon keletre vonult, az esőzés megszűnt, hátoldali áramlása azonban még érvényesült. Ezt láthatjuk a 3. ábrán, ahol a kérdéses időszakban az alsó 2 km-es rétegben az áramlás északi–északkeleti, a levegő pedig hűvös, száraz.

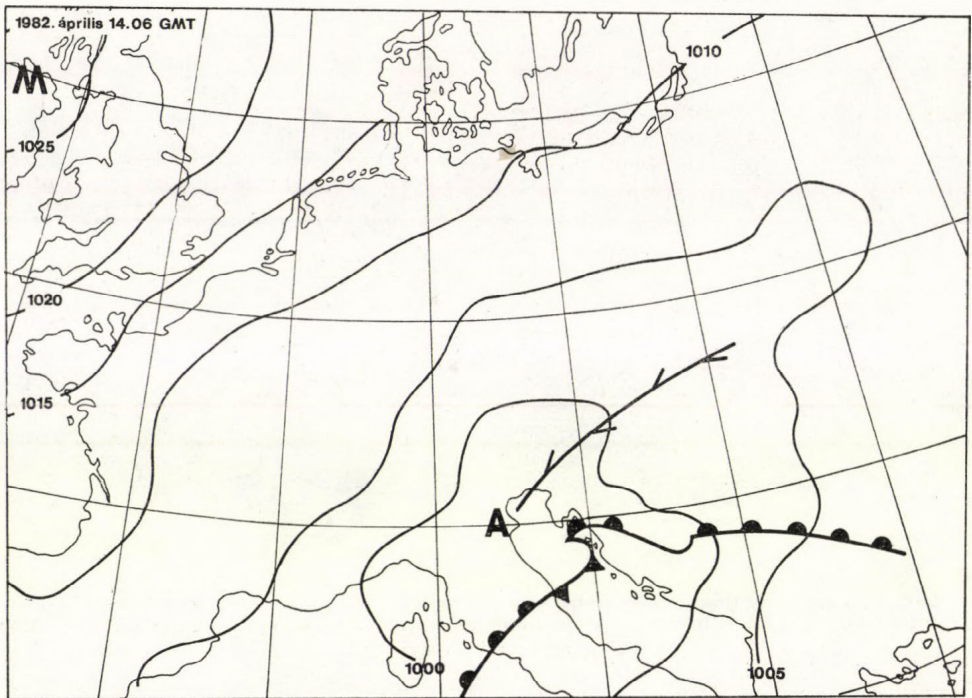
Megállapíthatjuk tehát, hogy az egyenletes, tartós csapadéktevékenység az intenzív csapadékhozó-rendszerektől távol, sekély ciklonális mezőben, illetve e mezők peremén alakult ki, ezért az esőzés térben és időben csak változékonyságot mutatott.



3. ábra: a) A szélirány (fok) és a szélesség (m/s), valamint b) a hőmérséklet (°C) és a harmatpont-depresszió (°C) időbeli vertikális metszete 1982. ápr. 13-án 00 és ápr. 16-án 00 óra (GMT) között, Szombathely térségében



4. ábra: A 850 mbar-os felület abszolút topográfiája és izoterma mezeje 1982. ápr. 14-én 00 órakor (GMT)



5. ábra: A talajközeli szinoptikus helyzet Európa térségében 1982. április 14-én 06 órakor (GMT)

A felhő-csapadékrendszer mérése radarral

Az ALPEX-programban a Szentgotthárd/Farkasfa időjárási radarállomáson MRL – 5 típusú radar működött. E radar paramétereit az I. táblázat

I. TÁBLÁZAT

Az MRL – 5 típusú radar paramétereit

Paraméter	I. csatorna	II. csatorna
Hullámhossz (cm)	3.12	10.16
Impulzusteljesítmény (kW)	230	630
Impulzushossz (μ s)	2	2
Ismétlési frekvencia (Hz)	250	250
Antennairány-karakterisztika (fok)	0.5	1.5
Vevő érzékenysége (dB/W)	-136	-138
PPI üzemmódban méréshatár (km)	200	200
RHI üzemmódban a méréshatár (távolság – magasság, km)	100/50	100/50

mutatja be. A berendezés két csatornán, 3 és 10 cm-es hullámhosszon üzemelt. Minden órában mérték a 300 km-es hatósugarú tartományon belüli maximális echó-magasságot, annak irányát és távolságát. A radar képernyőjén meg-

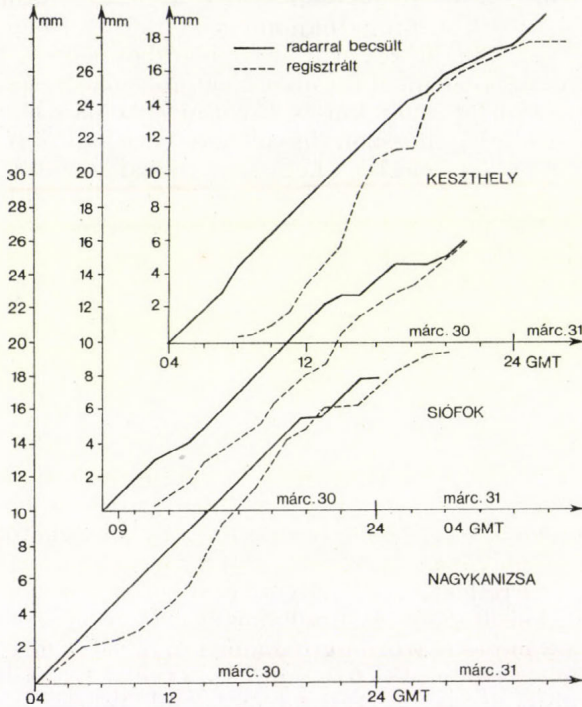
jelenő felhő- és csapadékrendszerekről félóránként készültek fényképfelvételek 200 km-es tartományban PPI és CAPPI (CAPPI – Constant Altitude Plain Position Indicator) üzemmódban, valamint 100/50 km-es léptékben, RHI-üzemmódban, mindkét csatornán R^2 (R-távolság) korrekciót alkalmazva. A CAPPI-üzemmódban készült fénykép a Föld felszínétől állandó, előre meghatározott magasságban mutatja meg a felhő-csapadékrendszer szerkezetét. A 3 cm-es csatorna esetében, ahol az antennairány-karakterisztika szélessége $0,5^\circ$, a 2000 m-es magasságra vontakozó CAPPI-kép elkészítéséhez az antenát négy: 0° , $0,5^\circ$, $1,5^\circ$, valamint $2,5^\circ$ -os magassági szögre kellett állítani. A különböző antennaállás mellett a PPI-üzemmódban működő indikátor képernyőjén egy-egy megfelelő, koncentrikus körgyűrűt négy lépésben egyetlen filmkockára fényképezve, fotómontázsként megkaptuk a 2000 m-es magassági szintre vonatkozó, a radarállomástól 30–200 km-es távolságtartományban detektált objektumokat. A 10 cm-es hullámhosszon, figyelembe véve az $1,5^\circ$ -os nyalábszélességet, a CAPPI-felvételek két lépésben, két exponálással készültek az antenna 0° és 1° -os magassági szöge mellett. (A mérési eljárás és az elkészült felvételek leírása a „Report on the meteorological radar observation . . .” Budapest, Nov. 1982. kiadványban található.)

A csapadékintenzitás meghatározása a radarernyőről készült felvételekről

A fenti program szerint, meghatározott csillapítási értékeknél (0 dB, 18 dB, 30 dB, 48 dB) készültek a felvételek mindaddig, amíg a csapadékobjektum még éppen látható volt a radar képernyőjén. A 3 cm-es csatornán egyetlen CAPPI-felvétel sem készült 30 dB-es csillapítással, és 18 dB-essel is csupán néhány. (Ez valószínűleg nem a tényleges helyzetet mutatja. Feltehető, hogy a mérést végző operátor idő hiányában kénytelen volt a nagyobb csillapítású felvételeket elhagyni.) A mért reflektivitási tényező és a csapadékintenzitás között a Marshall–Palmer-féle összefüggést alkalmazva, az echo körvonala $0,1$ mm/h-nak felel meg a 3 cm-es csatornán, $0,5$ mm/h-nak a 10 cm-es csatornán készült fényképfelvételek esetén, és $0,9$ mm/h, illetve $6,9$ mm/h csapadékintenzitásnak a 18 dB csillapítással készült felvételeknél. Teljes pontossággal, a csillapítási értékek függvényében csak a radarechók körvonalán tudjuk megállapítani a csapadékintenzitást. A probléma megoldását még az is nehezítette, hogy a mérési eljárás során használt, egymást követő csillapítási értékek tág határokat engedtek az echo körvonala által határolt területeken belül az intenzitásértékek meghatározására. Hiszen, ha például a 3 cm-es csatornán az objektum csak a 0 dB mellett jelenik meg, arról csak annyit tudunk pontosan megállapítani, hogy az echo területén a csapadék intenzitás $0,1$ mm/h-nál nem kisebb, de nem éri el a $0,9$ mm/h-t. A 10 cm-es csatornán is felderítették a csapadékobjektumokat, természetesen a radar paramétereiből adódóan csak a nagyobb intenzitás értékűeket. Ez a tény arra utal, hogy a 10 cm-es csatornán megjelenő objektumok területén az intenzitás értéke egy széles intervallumba eshet, amely $0,5$ mm/h-tól $6,9$ mm/h-ig tart, abban az esetben is, ha az objektum csak a 0 dB csillapításnál deríthető fel.

A fentiek ismeretében feltételeztük, hogy ha egy adott területen a CAPPI-felvételen két, egymást követő mérés alkalmával csapadékot észlelünk, akkor az intenzitást 1 mm/h-nak vehetjük. Föltételezésünk bizonyítására kiválasztottunk Szentgotthárd/Farkasfa 200 km-es környezetében csapadékregisztrálóval ellátott szinoptikus állomásokat; nevezetesen Nagykanizsa, Keszthely,

Zalaegerszeg, Siófok és Szentgotthárd meteorológiai állomását. Környezetükben olyan 20×20 km-es területelemeket szerkesztettünk, amelyekbe az illető állomások tartoznak. Ezek a területeken a radarral becsült csapadék-eloszlásokat és ezek időbeli változásait vizsgáltuk. A szinoptikus állomásokon a két vizsgált időjárási helyzetben a csapadékrejztrálóval rögzített csapadékmeneteket, illetve a radarral becsült csapadékmennyiségeket hasonlítottuk össze. Az első, március 30-i esőzés idején (6. ábra) Zalaegerszegről és Szent-



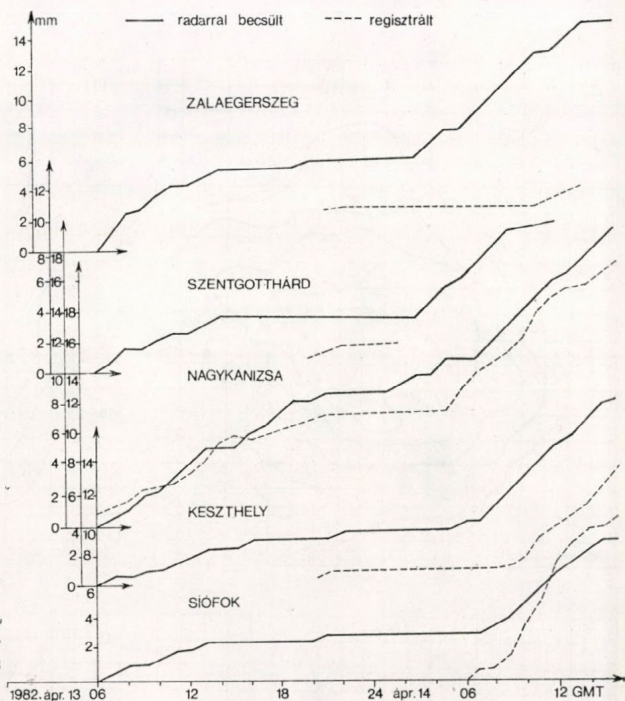
6. ábra : A radarral becsült és a regisztrált csapadék összeggörbéi. Keszthely, Siófok, Nagykanizsa, 1982. március 30 – 31.

gotthárdról nem volt ombrográfszalag. A második csapadékos periódusban, április 13-án a csapadék menetét a 7. ábra szemlélteti a kiválasztott szinoptikus állomások mindegyikére. Az ábrákon látható, hogy a fenti feltételezésünk alapján becsült csapadékinzintzások mind mennyiségileg, mind az időbeli változásokat tekintve jól követik a regisztrátumok értékeit.

Az anyag feldolgozásakor természetesen figyelembe kellett venni a teljes filmanyagot, hiszen a több körgyűrűből kialakított CAPPI-felvételeken az egyes sávok egymásra kerülhettek, vagy teljesen ki is maradhattak. Ugyanakkor a csapadékinzintzés meghatározásakor szükség volt a 3 cm-es csatorna mellett a 10 cm-es csatornán készült képek (PPI és CAPPI) analízisére is, mivel ezek a felvételek segítettek abban, hogy pontosabban meghatározhassuk a felderített echók területén a csapadékkobjektumok intenzitását. A vizsgált esetekben nagy kiterjedésű, egyenletes, csendes esőzés volt, amikor egy-egy állomás megfigyelése jól jellemezte tágabb környezetének csapadékviszonyait is. A fenti analízis eredményeként azt kaptuk, hogy a radarral mérhető csapadékösszegek meghatározásához az ilyen időjárási helyzetekben elegendő ismerünk a radarechók órákban kifejezett tartamát a radar hatósugarán belül.

A hagyományos módon mért és a radarral becsült csapadékösszegek összehasonlítása

A radaros csapadéktérképeket a rendelkezésre álló fényképes anyag alapján készítettük el rácshálózat segítségével. Azt kerestük, hogy a felhőcsapadékrendszer milyen területelemeket fedve helyezkedik el a félóránként készült fotókon. Minden egyes területelemnél meghatároztuk a radarechók



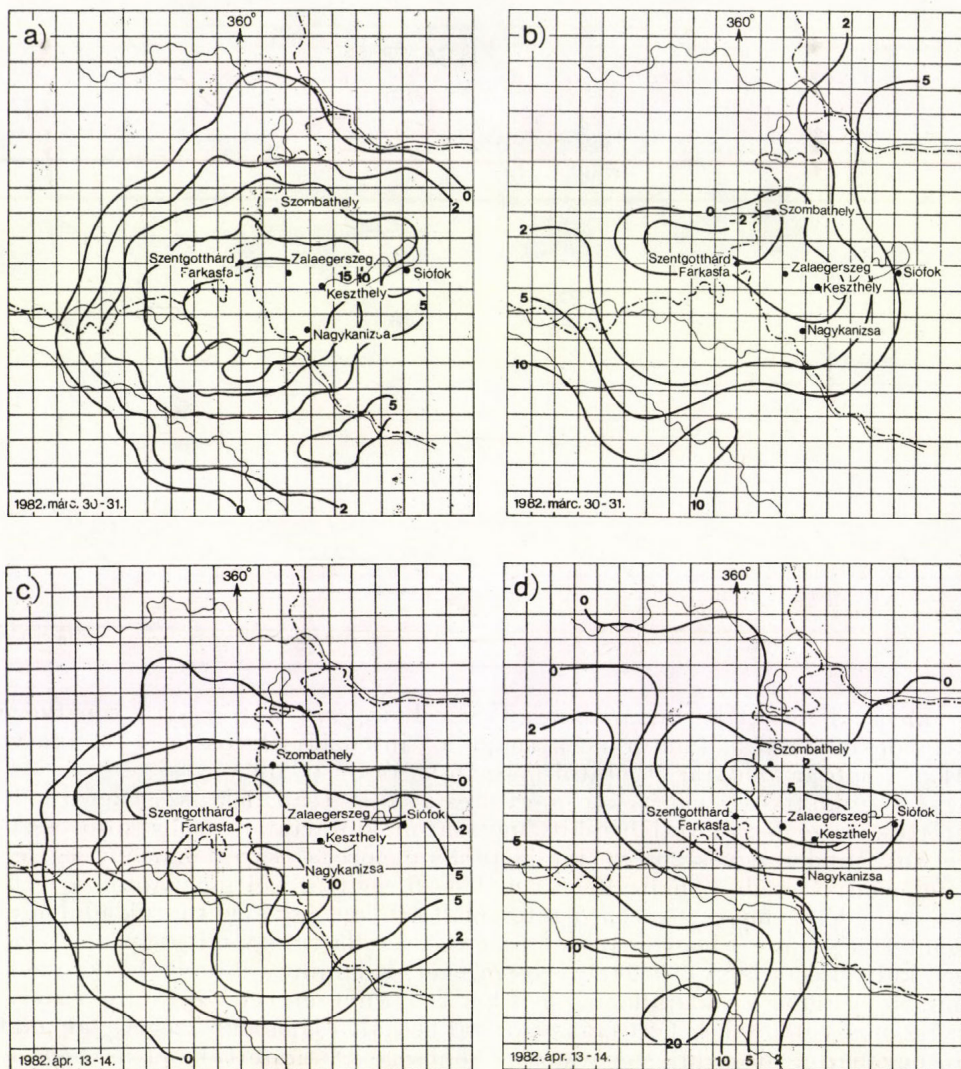
7. ábra: A radarral becsült és a regisztrált csapadék (mm) összeggörbéi az állomásokon 1982. április 13–14.

órákban kifejezett tartamának segítségével az arra a térrészre vonatkozó csapadékintenzitást (mm/h-ban), majd az intenzitások összegét 6, illetve 24 órás időtartamokra, 06 órától másnap 06 óráig (GMT).

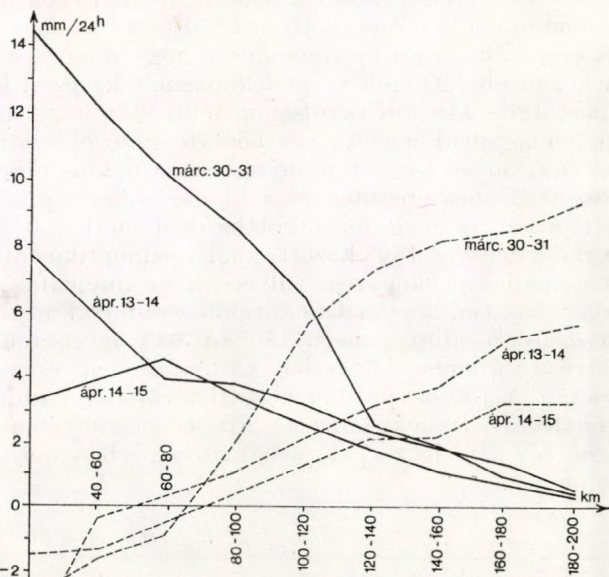
A szinoptikus állomásokon mért 6 és 24 órás csapadékösszegeket hasonlítottuk össze a radarral becsült, ugyanazon időtartamra vonatkozó összegekkel. Minden egyes 20×20 km-es területelemre a csapadékmennyiség felszíni pontméréseiből analizált csapadékmező segítségével megkaptuk a területi csapadékmennyiség közelítő interpolált értékét, így meg tudtuk adni minden területelemre a hagyományosan mért és a radarral becsült csapadékösszegek különbségét is. A 6 és 24 órás összegeket, valamint a különbségeket (mért mínusz becsült) a radarállomás 200 km-es környezetében ábrázoltuk. Helyszűke miatt itt csak két 24 órás, radarral becsült csapadékösszeget, valamint az ugyanazon időszakra vonatkozó különbségeket tüntettük fel a 8. ábrán. A csapadékkülönbségek területi eloszlása azt mutatja, hogy az időjárási radarállomástól mért 100–120 km-es távolságig a radar jó becslést ad a csapadékmennyiségekre. Megállapítható ezekről az eloszlástérképekről az is, hogy – csak a Dunántúl nyugati, délnyugati részén, és csakis ott van radarral becsült intenzitástöbblet,

– az Alpok hegyei eltakarják az északnyugati irányban lévő csapadékbjektumokat (alacsony esőfelhők).

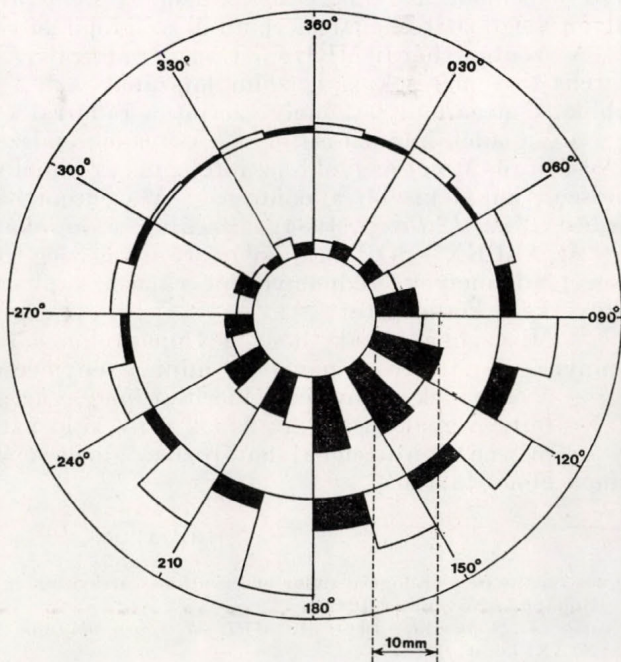
A radarral történt csapadébecslések pontosságának alakulását a radartól mért távolság függvényében is elemeztük. A radarállomástól mért 20 km-enkénti távolságban lévő körgyűrűkre kiszámítottuk mind a radarral becsült, mind a ténylegesen lehullott csapadék területi átlagát, majd a szóban forgó mennyiségeket a radartól mért távolság függvényében ábrázoltuk. Ezt láthatjuk



8. ábra: a) A radarral becsült csapadékmennyiség (mm); b) a regisztrált és a radarral becsült mennyiség közötti különbség a megfigyelt területen, 1982. márc. 30-án 06 óra és márc. 31-én 06 óra (GMT) között. A c) és d) rész ugyanezeket a paramétereket mutatja 1982. ápr. 13-án 06 óra és 14-én 06 óra (GMT) között.



9. ábra: A radarral becsült csapadékmennyiség, valamint a becsült és mért csapadék közötti különbség (mindkettő mm/nap) a radarállomástól mért távolság függvényében, a feltüntetett időszakokban.



10. ábra: A radarral becsült és a regisztrált csapadékmennyiség a különböző égtáji irányokban a radarállomástól számított 100 km-en belül, valamint a 100 és 200 km között (a vizsgált esetek 24 órás átlagait figyelembe véve)

a 9. ábrán, ahol a radarral becsült mennyiségek mellett a különbségek átlagát is bemutatjuk a Szentgotthárd/Farkasfa állomástól mért távolságtól függően. Ezen az ábrán jól megfigyelhető, hogy mind a három vizsgált napon a radar a közeli objektumok csapadékhozamát kevéssel felülbecsli, míg az állomástól mért 120–140 km távolságon felül már nagy hibával deríti fel.

Vizsgáltuk a mért és a becsült összegeket a radarállomástól vett irányok szerint, 30°-os tértartományokként, 100 km-en belül, valamint 100 és 200 km között. Ennek eredményét a 10. ábrán mutatjuk be, amelyből a következőket állapíthatjuk meg: Szentgotthárdtól mért 100 km-ig terjedő tartományban a radar 060° és 180° között, ahol a szinoptikus állomások szerint jelentős volt a csapadéktevékenység, túlbecsüli az intenzitásösszegeket. Ez a vizsgálat is alátámasztja, hogy a Dunántúlon a radarral meghatározott csapadék rendszeresen több, mint a mért. 180°-tól 030°-ig viszont a radarmérés alábecsül, kivéve az állomás közvetlen környezetében, északnyugaton lévő objektumok esetét. A 100 és 200 km közötti területen a radaros becslések elmaradnak a tényleges értékek mögött. Itt is megfigyelhető azonban, hogy a radar 090°-tól 210°-ig terjedő szögtartományban deríti fel a legjobban az objektumokat.

Következtetések

Az eredmények ismeretében felmerült az a kérdés, hogy milyen szerepet játszik a csapadékfolyamatok jellege abban, hogy a radar által becsült csapadékeloszlás mennyire közelíti meg a tényleges, földfelszíni mérésekből analizált csapadékmezőket. A vizsgált két szinoptikus helyzetben folytonos, területileg homogén eloszlású, csendes eső esett. Ilyen körülmények között arra az eredményre jutottunk, hogy a radar az állomástól mért 120 km-ig elég pontosan deríti fel a felhő-csapadéköbjektum intenzitását és térbeli eloszlását. Kérdés azonban, hogy nagy intenzitású, gyorsan változó objektumok esetében milyen megbízhatósággal mérhetünk az időjárási radarral.

A szentgotthárdi MRL–5 típusú radarral (Kapovits és Völker, (1980)) végrehajtott mérések is igazolni látszanak azt a külföldi kutatók által is publikált megállapítást, mely szerint a radarral történő becslés pontossága függ a csapadék intenzitásától és a csapadékrendszernek a radartól számított távolságától. Minél nagyobb az intenzitás és minél messzebb van a csapadékrendszer, annál kisebb a pontosság. A szentgotthárdi radar esetében ezt a kérdést Németh Péter (1984) vizsgálta, e munkája kéziratban van meg.

Az ALPEX – SOP során gyűjtött anyag még további kutatásokra is lehetőséget ad, melyek eredményeként választ kaphatunk – többek között – a következő kérdésekre:

- Mi az oka annak, hogy a Dunántúlon a radarral becsült csapadékmennyiség rendszeresen nagyobb, mint a ténylegesen mért?,
- a csapadékmennyiség felderítése függ-e az áramlási mezőtől?,
- milyen gyakoriságú az Alpok árnyékoló hatása?,
- milyen pontossággal határozható meg a különböző csapadéköbjektumok elmozdulása?

IRODALOM

- Report on the meteorological radar observations carried out in Hungary during ALPEX SOP. Budapest, November 1982.
Kapovits A., Völker J., 1980: Az MRL–5 típusú időjárási radar. OMSZ Hiv. kiadványai. XLIX. kötet, 63–77.

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

Az 1985. augusztus 22–24-én Nyíregyházán, a Bessenyei György Tanárképző Főiskola épületében rendezett XXIII. (IX.) vándorgyűlésen „A klimapotenciál és az agrometeorológiai információk népgazdasági hasznosítása” témakörben hangzott el összesen 25 előadás.

Nem véletlenül lett a színhely éppen Nyíregyháza. A magyar agrometeorológus szakemberek által – az élen *Antal Emánuel* és *Kozmáné Tóth Erzsébet* munkatársakkal – vezetett és koordinált, 10 éven át (1975–1985) folytatott nagyszabású kutató-fejlesztő munkának egyik bázisa a Nyíregyházi Agrometeorológiai Observatórium. E munka a Nyíregyházi Konzervgyár kezdeményezésére az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság és a Mezőgazdasági és Élelmiszerügyi Minisztérium támogatásával az Országos Meteorológiai Szolgálat koordinációjában folyt. Eredményként jött létre a komplexen integrált számítógépes termelésirányítási rendszer Magyarországon. Ez a lényeges, új, népgazdaságilag hasznos

tevékenység a lakosság téli élelmiszer-ellátásában és a mezőgazdasági termékek exportjában is jelentős zöldéghélek természetesen és konzervipari feldolgozásának összehangolását jelenti.

Lényeges eredményként könyvelhető el, hogy hosszú évtizedek után a meteorológusok munkáját a felhasználói oldalról méltatták és értékelték; ez történt ezen a vándorgyűlésen, erről tanúskodott *Rudi Béla*, a Nyíregyházi Konzervgyár igazgatója előadása, aki kezdeményezte a kutatásokat, s elsőként alkalmazta is a rendszert. Mint *Kozma Ferenc* előadásából megtudtuk, a rendszert ma már több konzervgyár és hűtőház is alkalmazza, mind a termelőgazdaságok, mind a feldolgozó konzervipar megelégedésére. A magyar előadások nagyobb része közvetlenül vagy közvetve ehhez a témához kapcsolódott.

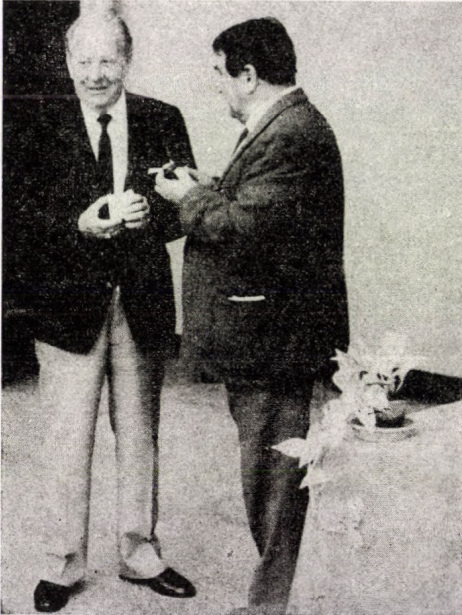
Az ünnepélyes megnyitó és a tudományos program aug. 22-én délután kezdődött. *Szász Gábor* az MMT elnöke és *Ferdinánd Samaj* az



A nyíregyházi vándorgyűlés megnyitóján; beszédet mond *Szász Gábor* professzor, az MMT elnöke, tőle balra: *B. Sobišek*, a Csehszlovák Meteorológiai Társaság elnöke, jobbra: *Barát József* az OMSZ elnöke, *J. Lukač*, a Pozsonyi Geofizikai Intézet igazgatója, *Simon Antal* az MMT főtitkára.

SZMT elnöke megnyitó beszédében üdvözölte a vándorgyűlés résztvevőit, méltatta a két-évenként visszatérő eseményt, a téma jelentőségét.

E vándorgyűlést választotta az MMT vezetősége megfelelő alkalomnak arra, hogy *F. Samaj* igazgatónak és *J. Lukač* igazgatóhelyettesnek *Szász Gábor* professzor átadja az MMT tiszteleti tagságáról szóló okmányokat, melyet a magyar – szlovák tudományos és társasági együttműködés érdekében hosszú ideje folytatott eredményes munkájuk elismerésének jeléül kaptak. Ezt követően *F. Samaj* igazgató magyar kollégáknak, *Szász Gábor* és *Justyák*



Zách Alfréd nyug. igazgatóhelyettes, meteorológus kollégánkat 75. születésnapja alkalmából köszönti *F. Samaj* igazgató

János professzornak a „Szlovák Hidrometeorológiai Szolgálat Emlékérme” megtisztelő kitüntetést nyújtotta át azért a sokévi munkáért, amivel a kitüntetettek szlovák aspiránsok vezetőjeként, hozzájárultak a szlovák szakember- és tudósképzéshez. Meleg, baráti köszöntéssel, elismerő oklevéllel és kis ajándékkal köszöntötte *F. Samaj* igazgató *Zách Alfréd* kollégánkat aug. 27-én esedékes 75. születésnapja alkalmából.

Az előadások ismertetésére és egyenkénti méltatására nem térhetünk ki, csupán felsorolásukra. Az előadások teljes szövege, ábrákkal, *Dunkel Zoltán* szerkesztésében, az MMT kiadásában megjelent. A felsorolás információtartalma azért nem elhanyagolható, az előadók nevei megismertetnek a témával foglalkozó szakembereinkkel mindkét országban, a választott cím pedig önmagáért beszél.

A másfél napos ülészakon tehát, egymásra következésük rendjében az alábbi előadások hangzottak el:

Rudi Béla: Az agrometeorológiai információk hasznosítása a konzervipari nyersanyag-termelés és -feldolgozás összehangolásában, *Szász Gábor*: A klímapotenciál fogalma és alkalmazása a mezőgazdasági tervezésben, *Rak, Jurij*: Az éghajlati potenciál és az agrometeorológiai információk felhasználása a nemzetgazdaságban, *Kozma F.*: A számítógépes termelésirányítás agrometeorológiai aspektusai, *Lapin, M.*: A kelet-szlovákiai síkság éghajlati potenciáljának különlegességei, *Varga H. Z.*: A meteorológiai információk és a mezőgazdasági döntések, *Lukač, J. – Lorenčík, L. – Matejka, F. – Mati, R.*: A kelet-szlovákiai síkság termelési potenciáljának kapcsolata a mezőgazdasági növények energiamérlegével, *Dunay S. – Czák F.*: Az agrometeorológiai információk hasznosítása a mezőgazdasági nagyüzemekben, *Ražnovský, J.*: Az agroklmatikus feltételek kiértékelése agroklímagram segítségével, *Dunkel Z. – Hunkár M.*: Modellek a mezőgazdasági növénykultúrák termésének előrejelzésére, *Španík, F. – Tomlein, J.*: Az évelőfűvek potenciális mezőgazdasági terméshozama a fotoszintetikusan aktív sugárzás leadott teljesítménye szerint a Szlovák Szocialista Köztársaság területén, *Čabajová, Z. – Viskupičova, A. – Papp, I. – Zeman, V.*: A termikus környezet bioklimájának elemzése és ennek gyakorlati felhasználása, *Šteberla, P. – Šipőcz, M.*: Numerikus modell a talajhőmérséklet előrejelzésére, *Uhrecký, J. – Rožnovský, J. – Svoboda, J.*: A mezőgazdasági növények hőigényének biztosítása, *Stollár A.*: A gyümölcskultúrák optimális termőhelyének kijelöléséhez szükséges meteorológiai információk, *Reichert, J.*: A globál és diffúz sugárzás eloszlása a Szlovák Szocialista Köztársaság területén, és a sugárzási mérleg komponenseinek mérése a Szlovák Hidrometeorológiai Intézet hálózatában, *Vaniček, K.*: Globál és diffúz sugárzás a Cseh Szocialista Köztársaság területén, és hasznosításuk az energetikában, *Kalvová, J.*: A napsütés jellemzői és időrendjei a Cseh Szocialista Köztársaság gazdaságilag intenzív területein, *Justyák J.*: Szőlőfajták növekedés-analízise és energiataralma, *Füri J. – Polonyi B.*: Agrometeorológiai információk hasznosítása a szőlőtermelésben, *Šebek, O.*: Az éghajlat ingadozása Közép-Európában, és ennek a termelésre, valamint a növények fejlődésére gyakorolt hatása, *Posza I. – Zárbok Zs.*: A főbb mezőgazdasági növénykultúrák víz-igényének és öntözővíz-szükségletének alakulása Magyarországon, *Sládek, J.*: A szélenergia a Cseh Szocialista Köztársaság területén és hasznosításának lehetőségei a mezőgazdaságban, *Kozakovič, L.*: A levegő szennyezettségének hatása az éghajlati potenciálra Szlovákiában, *Vadász V.*: Termális műholdfelvételek alkalmazási lehetőségei az agrometeorológiában

A tizenöt perc időtartamra korlátozott ismertető előadások a konkrét témakörben igen jó áttekintést adtak a két országban az agrometeorológia utóbbi évtizedében elért eredményeiről, s ezek hasznosításának gazdasági hatékonyságáról, gyakorlati alkalmazásáról.

A tudományos előadásorozatot *Szász Gábor* elnök zárta be, ennek során bejelentette, hogy a tervek szerint a következő vándorgyűlés – 1987-ben lesz Brünmben, ahol a „*Klímaváltozások a középeurópai térségben*” c. témából tartanak majd előadásokat

Augusztus 24-én, szombaton a tanulmányi kirándulás során elsőként a Nyíregyházi Agrometeorológiai Observatóriumot látogatták meg a résztvevők. A példás rendben tartott létesítmény, a kísérleti parcellák a gyönyörű kertben, a *Kozma Ferencné, Gyüre László, Kiss Attiláné* és *Kozma Ferenc* által tartott szakmai ismertetőik és a baráti, szívélyes fogadtatás, mind-mind hozzájárult, hogy a látogatók igen jó véleményt alakítottak ki az itt folyó munkáról.

A kirándulás másik színhelye a Napkorban létesített radarmeteorológiai observatórium volt, impozáns létesítmény a festői nyírségi tájban. Az observatórium vezetője, *Dombai Ferenc* és helyettese, *Tóth Ferenc* közérthető, lelkes, részletes tájékoztatása az itt folyó munka céljáról és mikéntjéről a részt vevők többségének újdonság volt, és mindenkinek tetszett.

Végeredményben jól szervezett, gazdag programú, eredményes, hasznos eseményként őrizzük meg emlékezetünkben a nyíregyházi vándorgyűlést.

Szepesiné Lőrincz A.

✱

CIMO ÜLÉS OTTAWÁBAN

A WMO *Műszerek és Megfigyelési Módszerek Bizottsága* (CIMO) négyévenkénti rendes ülését – sorrendben a kilencediket – 1985. július 15–26 között Kanada fővárosában, Ottawában rendezték meg. Az ülésen 50 tagállam és 3 nemzetközi szervezet képviselőjében összesen 82 delegátus, ill. megfigyelő vett részt. A megnyitón ott volt *prof. Obasi*, a WMO főtitkára, *G. Gurbín*, a Környezetvédelmi Minisztérium államtitkára, valamint *M. Middleton*, az ENSZ kanadai igazgatója. Az üléseket a kormány konferencia-központjában tartották, az arab és kínai nyelv bevezetésével immár 6 nyelvű szinkrontolmácsolással. Hazánkat *Mezősi Miklós*, az OMSZ osztályvezetője képviselte.

Az ülés érdemi napirendjén az alábbi kérdések szerepeltek:

– Földfelszíni megfigyelések és mérések (mérési követelmények, nedvesség-, sugárzás-, repülésmeteorológiai és széllokmérések, automata állomások, úszó bójak).

– Magaslégköri mérések (algoritmusok, rádiószondák nemzetközi összehasonlítása,

adatok monitoring-ja, ASDAR és ASAP, műholdak, távérzékelés).

– Környezetvédelmi célú mérések (monitoring, továbbképző tanfolyamok, a légköri ózon mérése).

– Mérések kompatibilitása (sugárzásmérők regionális összehasonlítása).

– Egyéb ügyek (Guide, lélegelektromos mérések, technikai konferenciák, távlati tervek, továbbképzés).

A konferenciának a magyar olvasó érdeklődésére számot tartó megállapításait az alábbiakban kivonatossan ismertetjük.

1. Földfelszíni megfigyelések

A témával foglalkozó munkacsoport megállapította, hogy „a CIMO minden törekvése ellenére nincs megalapozott és elfogadott lista a földfelszíni megfigyelések követelményeire”. A különböző WMO-kiadványokban található mérési követelmények ui. részben ellentmondanak egymásnak, részben technikailag megvalósíthatatlanok. A munkacsoport által összeállított táblázatok jól tükrözik a felemás helyzetet; külön-külön csoportosítva a klíma-, szinoptikus-, repülésmeteorológiai stb. követelményeket a *CIMO Guide* (Útmutató a meteorológiai műszerekre és megfigyelési módszerekre), a *GOS Manual* (A megfigyelő alrendszer kézikönyve), valamint a *kódkönyv* alapján.

Az ülés elfogadta a munkacsoport ajánlásait a szinoptikus automata állomások algoritmusaira vonatkozóan, pl. légnyomás-tendencia, hőmérséklet, nedvesség, és szél mintavétele.

Nedvességmérés. Az operatív megfigyelések terén a CIMO nagy jelentőségű programja volt a nedvességmérők összehasonlítása, amelyről a norvég rapportőr számolt be. A 11 különféle nedvesség-szenzor 1984 szeptembere óta folyó – és még legalább két évig tartó – összehasonlításából máris kitűnt, hogy az NDK *EAP-2* típusú referencia-pszichrométere a legpontosabb érzékelő 0° felett, míg a pozitív és negatív tartományban egyaránt használható norvég *MITEF* érzékelő (szilikonnal kezelt hajszálkötég) hibája $\pm 4\%$ -on belül van. Érdekes viszont, hogy a *VÁISÁLÁ HUMICAP* érzékelője milyen rosszul vizsgázott Norvégiában!

A CIMO mintegy negyedszázada foglalkozik a „*WMO referencia pszichrométerrel*”. Ennek specifikációját már az előző ülés elfogadta 1981-ben, de eddig a piacon csak az NDK *EAP-2* jelent meg, amely viszont nem pontosan a WMO-specifikáció szerint készült: nem szabadtéri felállítású, hanem hőmérőházban kell elhelyezni. Az élénk vita során – amelyet a kereskedelmi érdekek is motiváltak – az ausztrál delegáció nagyon ígérte, hogy a „valódi” referencia-pszichrométer hamarosan forgalomba hozzák. Ezenkívül többen jelezték, hogy a WMO-referencia-pszichrométert fejlesztik (pl. Japán, Kína, Hollandia, Anglia). Egyéb nedvességérzékelők is megjelentek (pl.

fűtött pszichrométer, tükrös harmatpont-higrométer, kapacitív szenzorok), de ezek bevételük még korai lenne nyilatkozni. A legprecízebbnek a tükrös harmatpont-higrométer tűnik, de ennek az ára is eléggé magas: a svájci ANETZ hálózatban most telepített műszerek egységára 5000 Sfr (≈ 100 ezer Ft).

Az NDK Meteorológiai Szolgálat és Szabványügyi Hivatala újból megállapította a pszichrométer-állandót, és azt 95%-os konfidenciaszinten $A=0,000646(1+0,000738 t_w)$ értékűnek találta, jó egyezéssel az elméletileg levezetett értékkel. Egyben ismertettek egy olyan pszichrométer-formulát, amely jól használható programozható kalkulátorokkal. A tagállamoktól begyűjtött statisztika szerint a meteorológiai szolgálatok 70%-a August- (de részben mesterséges szellőztetésű), míg 25%-a Assmann-pszichrométert üzemeltet a hálózatban, míg 5% a harmatpont-mérőket részesíti előnyben (tükrös, ill. LiCl típusokat).

Sugárzás. A WRR (*World Radiometric Reference*) értékét 1975-ben $\pm 3\%$ -os abszolút pontossággal megállapították, és azt a WMO 8. kongresszusa 1979-ben elfogadta. A davosi sugárzási világközpont eddig 3 műszerrel tartotta karban a WRR-t, de közben kiderült, hogy még ezeknek is van szekuláris változásuk, az egyiknek pl. (PACRAD III) tízévenként 0,3%. Most további két abszolút műszerrel látták el a davosi központot. A sugárzásmérők hitelesítési hierarchiája nagy gondosságot igényel: a jövőben minden pirheliométer hitelesítésnek az 1984-es, Carpentras-ban végzett összehasonlítás alapján megállapított elvek szerint kell történnie, vagyis nemzetközi szervezőbizottság felügyeletével, az egyik WRR-műszer részvételével, előzetesen lefektetett szabályok alapján.

Az ülés tudomásul vette a WMO *Végrehajtott Tanácsának* határozatát, amely előírja, hogy a négy primer elemet minden sugárzásmérő állomás mérje (globál, diffúz, hosszúhullámú és a napfénytartam) és továbbítsa az adatokat a leningrádi sugárzási világközpontba. A napfénytartam-adatok minőségének javítására ezen műszerek kiterjedt nemzetközi összehasonlítását javasolja a bizottság. Tájékoztatták az ülést arról is, hogy új típusú sugárzásmérők jelentek meg a piacon, és a napfotométerek hitelesítésére is be kell rendezkedniük a nemzeti és regionális sugárzási központoknak.

Fontos fejlemény, hogy az ISO (*Nemzetközi Szabványosítási Világszervezet*) szabványosítja a sugárzásmérőket és kalibrálási módszereiket, ezért a WHO és ISO együttműködik, hogy elkerüljék a WMO-gyakorlattal ellenkező szabványok létrejöttét.

Repülésmeteorológiai mérések. Az izraeli riportőr tartalmaz jelentést állított össze a repülésmeteorológia műszeres vonatkozásairól (megvilágítási kontraszt-küszöb, függőleges látástávolság, RSVR, szélnyírás és turbulen-

cia, éjszakai látás stb.). Jelentését a WMO még az idén publikálja. A CIMO által javasolt definíciókat a CAEm és az ICAO is tárgyalta. Az ICAO nem értett egyet a ferde látástávolság (*Slant Visual Range, SVR*) CIMO-féle definíciójával, s erről a riportőr úgy vélekedett, hogy: „...akkor az SVR értelmezését dolgozza ki az ICAO, elvégre ők foglalkoznak a repülőgépek leszállásának feltételeivel...”. Továbbra is nézeteltérés van a meteorológiai látástávolság (*Meteorological Optical Range, MOR*) éjszakai alkalmazásáról a nagyobb repülőtereken; a kisebb repülőtereken, ui. ahol automata állomások dolgoznak, a MOT-t elfogadják. Most az ICAO állásfoglalását várják ez ügyben.

Automata állomások. Az automata állomások helyszíni adatellenőrző módszerei, valamint algoritmusai egyre nagyobb hangsúlyt kapnak: a fejlesztés egyre inkább a software kidolgozására irányul. Az ülés elfogadta, hogy a légnymás, hőmérséklet, nedvességet és látástávolságot 1–10 perces, a szelet pedig; 2–10 perces átlagolási idővel mérik az automatakat. Elfogadták a nyomástendencia egyszerűsített mérésére vonatkozó ajánlást is, ami lényegében a jelenlegi szovjet módszer alkalmazását jelenti. Az automatakat adatredukciójára és az érzékelők kezelésére ajánlott standard algoritmusokról D. Acheson (USA) állított össze jelentést. Ezt a WMO szintén publikálja, mivel kulcsfontosságú megállapításokat tartalmaz a szinoptikus megfigyelések automatizálására.

Szellőkémérés. A TECMO technikai konferencián (Noordwijkerhout, Hollandia, 1984) elhangzott magyar és holland előadások nyomán (*Mezősi és Wieringa*) benyújtott munkadokumentum sürgette a lökémérések revízióját. A digitális anemométerek kompatibilitása a hagyományos Pitot-csőves lökémérőkhöz ui. a mintavételi idő függvénye; s ha ezt rosszul választják meg, az így előálló hiba akár 20% is lehet, ami – tekintettel a sebesség és a szélnyomás négyzetes, a szélenergiának pedig köbös összefüggésére – már egyáltalán nem hanyagolható el. A megbízott riportőr most felméri majd a tagállamok szellőkémelési gyakorlatát, és olyan standard specifikációt fogalmaz meg, ami a 3–5 s-os eszű mintákból előállított sebességmaximumok mellett a szórást is tartalmazza.

Úszó bóják. Az ülés érdeklődéssel nyugtázta az úszó bóják számának fokozatos növekedését: 1985. januárban 52k földfelszíni mérőhely működött rendszeresen az ARGOS, vagy valamelyik geostacionárius műholdon át. Ezekből 323 volt az üzemképes úszó bóják száma.

2. Magaslégköri megfigyelések

1981 óta a WMO két ízben publikálta a tagállamok által használt rádiószondák kataló-

gusát, ezenkívül hamarosan megjelenik az „*Algoritmikus automatikus aerológiai szondázásra*” c. munka A. Hooper (Anglia) gondozásában. Felmerült a TEMP és PILOT táviratok specifikációjának módosítása is: a szignifikáns szintek megállapításának szabályai ui. eddig manuális feldolgozást feltételeztek, és így nehezen automatizálhatók, ezért ezeket „kvantált” specifikálását sürgetik.

A magaslegkörü mérések munkacsoportjának legnagyobb jelentőségű vállalkozása volt 1981 óta a két rádiószonda összehasonlítás: *Bracknellben* (1984) és a *Wallop-szigeteken* (USA, 1985), amelyeket Phase 1 és 2 jelöléssel különböztetnek meg. Ebben az ugyancsak költséges és időigényes vállalkozásban az USA- és a VÁISDÁLÁ-szondák szolgálták *interim referenciacia* gyanánt, továbbá részt vettek még NSZK, angol, ausztrál és indiai műszerek is. A Szovjetunió anyagi megfontolásokból távolmaradt. Az összehasonlítás teljes anyaga még az idén megjelenik, előzetesként a munkadokumentumokból annyit lehetett megtudni, hogy „... legalább négy olyan szonda van használatban, amely kis szórással dolgozik...”, így lehetőség van az analízis-központok részére összehasonlítható, kompatibilis adatbázist szolgáltatni, habár a sugárzási hiba hatása néhány típusnál jól kimutatható. Az angol összehasonlítás során (1984. jún. 18 – július 27.) 3000 g-os TOTEX-ballonra kötötték mind az öt szondát. Az összesen 100 db ilyen „ötszörös” felszállásból 61 érte el a 10 hPa szintet. A ballonok átlagos pukkanási magassága 32 km volt. Az utolsó 20 évben ez volt a legnagyobb számú, adatot szolgáltató összehasonlítás. Az amerikai összehasonlítás (1985. február 4 – március 15.) is a fenti ballonnal dolgozott. A 100 felszállásból 23 nem érte el a 10 hPa-t. A fő célkitűzés itt a TEMP-táviratokban tapasztalt különbségek megállapítása volt.

A magaslegkörü mérések kompatibilitását kívánja növelni az angolok által már évek óta rendszeresen végzett monitoring (a 100 hPa-os szinten mért geopotenciálok eltérése alapján). Az erről szóló jelentések „*A rádiószondamérések kompatibilitása a felső troposzférában, ill. az alsó sztratoszférában*” címmel az 1980 novemberétől terjedő időszakra vonatkoznak. Az ülésen előterjesztett anyag szerint Magyarország – az RKZ-szondát használók közül – a legjobb eredményt éri el. A felszállások szisztematikusan relatív hibája 1983-hoz képest 1984-ben tovább csökkent. Az ülés egyetértett abban, hogy mindkét fajta összehasonlítását folytatni kell; az angolok vállalkoztak a monitoringra a továbbiakban is.

ASDAR- és ASAP-programok. Az ASDAR (*Aircraft to Satellite Data Relay*) kifejlesztésére és gyakorlati bevezetésére konzorcium alakult, főleg Szaúd-Arábia pénzén. A sikeres kifejlesztést és próbaüzemet követően most szerelik fel az első 6 db ASDAR-egységet angol, ill. amerikai B 747 és DC 10 utaszállító gé-

pekre. Az ASDAR repülés közben 7,5 percenként, le- és felszállás közben pedig 10, ill. 50 hPa-ként mér szelet, hőmérsékletet, turbulenciát, magasságot, valamint a gép helyzetét, és azonnal továbbítja jelentéseit a geostacionárius műholdak egyikén át. E program az óceáni területek adatszolgáltatásában segít majd; teljes kiépítésben 80–90 működő egységre számítanak.

Az ASAP (*Automated Shipboard Aerological Programme*) lényegében a szabványos hajókonténerben elhelyezett rádiószondát állomás, beleértve a héliumos ballontöltő és felbocsátó egységet, a szondát automatikusan követő berendezést, valamint a távközlési egységet is. A kísérleteket angol és francia hajókon végezték, az operatív berendezést a franciák 1986-ra, az USA és Kanada 1987-re ígérik. Az Atlanti-óceánon kb. 10 db ASAP-pal felszerelt hajó közlekedik majd, a Csendes-óceán várható ASAP-forgalma még nem ismeretes.

Műhold-program. A poláris és geostacionárius műhold-program 1992-ig lényegében a mostani keretek között folytatódik majd, habár a fedélzeti műszerezettséget folyamatosan korszerűsítik. Jelenleg 120 országban 900 műholdkép-vevő (APT) állomás üzemel, továbbá 29 helyen működik DSB (*Direct Sounder Broadcast*), vagyis a fedélzeti sugárzásmérők adatait közvetlenül vevő földi állomás. A poláris holdak valamennyi terméküket a GTS-en is forgalmazzák, így a hőmérséklet- és nedvesség-profilok mellett pl. jég- és hóanalízist, ózonalozslást (függőlegest), vegetációs index térképet stb. is. Az 5 db geostacionárius műhold egyike, a *GOES East* (75 °W) tavaly meghibásodott, pótlása 1986-ban várható. E geostacionárius műholdak egyre fontosabb szerepet játszanak a bóják, úszóballonok és egyéb automaták adatainak begyűjtésében is. Új fejlesztésű a *VAS* (*Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder*) szenzor (amely sűrűbb hőmérsékleti és nedvesség-profilokat állít elő) alkalmazhatóságát most vizsgálják a veszélyes időjárási helyzetek felderítésében. A geostacionárius műholdak újabb termékei: csapadék-bebecslés, trópusi vihar-bulletin, felhőmagassági adatok, magassági szél (felhő- és vízgőz-áthelyezés alapján).

Távérzékelés (felszínbázisú). Az amerikai rapportőr három olyan technikát ismertett, amely – szerinte – a kísérleti stádiumon túljutva az operatív bevezetésre kész, legalábbis a fejlett országokban. Így a „*clear air*” szélprofilmérő radar 1–15 km magasságban detektálja a szélviszonyokat, 50 és 500 MHz közötti néhány frekvencián. Mivel frekvenciaengedély még nincs e sávokra, továbbá a módszernek elég sok korlátozó tényezője vált ismertté, ebből a radarból egyharmar nem lesz operatív műszer. A többesatornás mikrohullámú sugárzásmérők hőmérséklet- és nedvesség-profilokat mérnek a felszínről. Ez lényegében a műholdak fedélzetén jól bevált tech-

nika alkalmazása a földfelszínről felfelé irányítva. A módszer eredményességéről – a jelentés szerint – „kevés a nem titkosított információ”. A SODAR-ról viszont egyértelműen az a rapportőr véleménye, hogy az „a hőmérsékleti profil mérésére alkalmatlan”, de elég jó tájékoztatást ad a légkör belső szerkezetéről és a hőmérsékleti fluktuációkról. A Doppler-sodar az alacsony szintű szeleket is méri, pl. a határreteg azonosítása céljából.

3. Környezetvédelmi célú mérések

A munkacsoport jelentése megállapította, hogy 1981 óta a WMO Környezetszennyeződési monitoring és kutatási program keretében a minőségellenőrzési, kalibrálási és analízis-technikák jelentős mértékben fejlődtek és közel egységessé váltak – részben az UNEP anyagi támogatásával. Az ülés kifejezte köszönetét a rendező országoknak a budapesti továbbképző tanfolyamok, ill. a Kuala Lumpur-i szeminárium szervezéséért. Hasonló elismerésben részesültek a BAPMoN állomási kézikönyv, valamint a nemzetközi operatív szabályzatok szerzői (az előbbi közös kanadai és magyar vállalkozás és csaknem készen van, míg az utóbbi félig készült el). Tovább folyik a WMO 491 sz. kézikönyvnek felújítása; ebben a munkában Mészáros Ernő is részt vesz. A beszámoló időszakában évenkénti kalibráló gyakorlatot szerveztek az USA-ban, s ezek azt mutatták, hogy a részt vevő laboratóriumok kétharmada 12–15%-os mérési pontosságot képes elérni. Hasonló célból CO₂ standard gázmintákat köröztek az összes BAPMoN-állomás között a globális CO₂ mérési pontosság megállapítására.

Légköri ózon mérése. A rapportőr jelentésében ismertette az új, földfelszíni UV lidarra alapozott francia, ill. NSZK ózonmérési technikákat, nemkülönbön a szovjet ózonfilter spektrofotométert. Több jelentős műszerösszehasonlítást is végeztek: 1981- és 83-ban Franciaországban (MAP/GLOBUS), ill. a NASA gondozásában (Balloon Ozone Intercomparison); az utóbbi egyik gondolája 43 km magasságot ért el.

4. A mérések kompatibilitása

A már említett rádiószonda-összehasonlítások mellett itt tárgyalták a sugármérők regionális kalibrálását. Két ilyen esemény volt 1981 óta: a standard pirheliométerek hitelesítése Carpentras-ban (Franciaország), valamint Budapesten az RA VI nemzeti piranométereinek és elektronikus napfénytartammérőinek kalibrálása. Carpentrasban a hitelesítés nemzetközi szervező bizottság felügyeletével zajlott le, a teljes anyagot a franciák már publikálták is. A budapesti kalibrálásnak a napfénytartammérőkre vonatkozó része úttörő vállalkozás volt: az elektronikus napfénytartam-

tammérőket a világon első ízben itt hasonlították össze egy tartós, 6 hónapos mérési sorozat alapján. (Ennek jelentőségét a magyarázza, hogy az előző CIMO-ülés 1981-ben megszüntette a Campbell–Stokes-típusú műszerek referencia-jellegét és a napfénytartam megállapítására bevezette a pirheliométerrel mért 120 W/m²-es küszöbértéket). A budapesti összehasonlítás anyagát a WMO publikálja. Az ülés elismerését fejezte ki Major Györgynek a munkaterv sikeres lebonyolításáért, s ennek gyakorlati vonzataként beválasztotta őt a következő négy évre a sugárási munkacsoportba.

5. Egyéb ügyek

A „CIMO GUIDE” legújabb, 1983-ban megjelent angol kiadását a kínaiak már lefordították, az Arab Liga pedig a 22 arab ország részére gondoskodik a fordításról. Nagy vita volt azon, hogy mi kerüljön be kötelező előírásként a GUIDE-ből a GOS Manual-ba. (A WMO javaslatát – formai okok miatt – nem fogadták el). Ugyanakkor viszont jóváhagyták a következő kiadás átdolgozásának tervét, miszerint 1990 körül egységes szerkezettel jelenik meg majd az új GUIDE.

Újra feltámadtak a légelektromos műszerek, azt követően, hogy kereskedelmi forgalomban ismét kapható már a zivatargócsok bemérő eszközök új generációja: hullámalakvizsgáló, villámszámláló, és rádiogoniométer kombinációja, számítógépes kiértékeléssel. (Mellesleg hasonló műszerek nálunk is készültek a hatvanas években – természetesen on-line számítógép nélkül –, sőt Siófok tagja volt a „Közép-európai szférikus hálózat”-nak, amely Minszk és Potsdam állomásokkal együtt naponta kétszer mérte a zivatargócsok helyzetét).

Az ülést megelőző héten WMO Technikai Konferenciát tartottak Ottawában, amelyen közel 60 előadás hangzott el, ill. jelent meg a helyszínen kiosztott kötetben. Az „Algoritmikus a múlt és jelen idő automatikus kódolására felügyelet nélküli meteorológiai állomásokon” c. magyar előadás Mezősi Miklós, Simon Antal, valamint Hanák Péter és Szenn Ottó (BME) tollából is megjelent ebben a kötetben. A téma időszzerű volta miatt érdeklődést váltott ki.

Az üléssel egyidejűleg rendezett műszerkiállításon első ízben állították ki a kínaiak: nemcsak hagyományos műszereket mutattak be, hanem pl. a Totex-licenc alapján gyártott ballonokat, továbbá rádiószondákat és vizes telepeket – külön is adják –, valamint szélcsatornát és hőmérséklet-gradeins műszereket is kínáltak.

Az ülés a következő négy évre a CIMO elnökvé egyhangúlag az eddigi elnököt, S. Houvila-t (Finnország), alelnökké pedig a kanadai J. Kruus-t választotta meg.

Mezősi M.

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
FOLYÓIRATA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG

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

ELNÖK:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ:

SZEPESINÉ LŐRINCZ A. (Budapest)

89. ÉVFOLYAM — VOLUME 89
1985

BUDAPEST 1985

A TANULMÁNYOK SZERZŐI — AUTHOR INDEX

Ács F. (<i>Novi Sad, Yugoslavia</i>)	257	Krómer István (<i>Budapest</i>)	90
Bartholy Judit (<i>Budapest</i>)	185	Lukač, J. (<i>Bratislava, Czechosl.</i>)	19
Béll Béla (<i>Budapest</i>)	32, 107	Matejka, F. (<i>Bratislava, Czechosl.</i>)	19
Bőjti Béla (<i>Siófok</i>)	173	Mészáros Ágnes (<i>Budapest</i>)	313
Cseh Sándor (<i>Győr</i>)	219, 288	Mészáros Ernő (<i>Budapest</i>)	70
Csomor Mihály (<i>Budapest</i>)	90	Mihailovič, T. D. (<i>Novi Sad, Yugoslavia</i>)	257
Dávid Aranka (<i>Budapest</i>)	25	Mika János (<i>Budapest</i>)	339
Dombai Ferenc (<i>Budapest</i>)	278	Németh Péter (<i>Budapest</i>)	278
Erdős László (<i>Budapest</i>)	86	Nguyen Huong Dien (<i>Budapest</i>)	96
Fekete Katalin (<i>Budapest</i>)	132	Paál Anikó (<i>Budapest</i>)	194
Galló Vilmos (<i>Szarvas</i>)	167	Pálvölgyi Tamás (<i>Budapest</i>)	228
Gavrilov, M. (<i>Beograd, Yugoslavia</i>)	77	Popovics Mária (<i>Budapest</i>)	132
Götz Gusztáv (<i>Budapest</i>)	320	Pozdnyakov, D. V. (<i>Leningrad, USSR</i>)	57
Haszpra László (<i>Budapest</i>)	1	Práger Tamás (<i>Budapest</i>)	141
Heintzenberg, J. (<i>Stockholm, Sweden</i>)	313	Pretel, J. (<i>Prague, Czechosl.</i>)	249
Horváth Ákos (<i>Siófok</i>)	141	Prokofjev, M. A. (<i>Leningrad, USSR</i>)	57
Horváth László (<i>Budapest</i>)	262	Rákóczi Ferenc (<i>Budapest</i>)	161
Jakus Emma (<i>Budapest</i>)	208, 329	Simon Zsuzsanna (<i>Budapest</i>)	352
Jákfalvy Mihály (<i>Debrecen</i>)	278	Stollár András (<i>Budapest</i>)	300
Kaba Magdolna (<i>Budapest</i>)	185	Vasič, M. (<i>Beograd, Yugoslavia</i>)	121
Kapovits Albert (<i>Budapest</i>)	9	Vir Singh (<i>Roorkee, India</i>)	202
Kiss Árpád (<i>Szeged</i>)	269	Zárbok Zsolt (<i>Budapest</i>)	90
Kondratyev, K. Ya. (<i>Leningrad, USSR</i>)	57	Zeleny, J. (<i>Prague, Czechosl.</i>)	249
Koppány György (<i>Budapest</i>)	269	Zsoldos Ilona (<i>Budapest</i>)	300

TARTALOMJEGYZÉK — TABLE OF CONTENTS

Tanulmányok — Papers

<i>Bartholy Judit—Kaba M.</i> : Further development of seasonal climamate forecasts for the territory of Hungary (A Magyarországra vonatkozó évszakos előrejelzések fejlesztése)	185
<i>Béll Béla</i> : Konkoly-Thege Miklós és a Magyar Tudományos Akadémia (Konkoly-Thege Miklós and the Hungarian Academy of Sciences)	32
<i>Béll Béla</i> : A tudományos minősítési rendszer reformja meteorológus szemmel (The reform of the scientific qualification system as seen by the meteorologists)	107
<i>Böjti Béla</i> : Viharjelzés a Balatonnál (Storm Warning Service at Lake Balaton)	173
<i>Cseh Sándor</i> : Éghajlati jellemzők az emelési kondenzáció szintjén Budapest felett (Climatic characteristics at the lifted condensation level over Budapest)	219
<i>Cseh Sándor</i> : A nedves levegő reverzibilis-adiabatikus és pseudo-adiabatikus folyamatainak vizsgálata Budapest fölött (The investigation of reversible-adiabatical and pseudo-adiabatical process of dampf air over Budapest)	288
<i>Csomor Mihály—Zárbok Zs.—Krómer I.</i> : Elektromos távvezetékek zuzmaraterhelésének becslése napi zuzmaramérések adataiból (The estimation of expectable rime-load of transmission lines using data sets of daily rime-measurements)	90
<i>Dávid Aranka</i> : Néhány felszínfajta albedójának területi és időbeli változása Magyarországon (Areal and time change of albedo of different soil-surfaces in Hungary)	25
<i>Erdős László</i> : A búza termésszerkezetének változásai Magyarországon 1876 és 1977 között (Variations in yield of winter wheat in Hungary during the period 1876—1977)	86
<i>Fekete Katalin—Popovics M.</i> : Magyarország diffúzióklimatológiai felmérése. I. rész: A kevert réteg, a légköri stabilitás és a csapadékelőfordulás (Diffusion climatological surveying for Hungary. Part I. The mixed layer, the atmospheric stability and the occurrence of precipitation)	132
<i>Galló Vilmos</i> : A hőtágulási tényező szerepe a párolgásmérő kádak vízszintjének változásában (The role of thermal expansion factors in the variations of water level of evaporation pans)	167
<i>Gavrilov, M.</i> : Frequency of quasi-geostrophic modes over grid points and definition of geostrophic wind (A kvázi-	
geostrofikus hullámtípusok frekvenciája a rácspontokban és a geostrofikus szél meghatározása)	77
<i>Götz Gusztáv</i> : The climate problem — an overview (Az éghajlati problémakör áttekintése)	320
<i>Haszpra László</i> : On the density and placement of the Hungarian precipitation chemistry network (A csapadék-kémiai állomáshálózat sűrűsége és elhelyezkedése Magyarországon)	1
<i>Heintzenberg, J.—Mészáros, Á.</i> : Elemental carbon, sulfur and metals in aerosol samples at a Hungarian regional air pollution station (Elemi szén, kén és fémek koncentrációja magyarországi háttérszennyezettség-mérő állomás adatai alapján)	313
<i>Horváth Ákos—Práger, T.</i> : Zivatarláncok dinamikája és előrejelezhetősége (Study of the dynamics and predictability of squall-lines)	141
<i>Horváth László</i> : Légköri nitrogénvegyületek háttérkoncentrációja és ülepedése Magyarországon (On the background concentration and deposition of atmospheric nitrogen compounds in Hungary)	262
<i>Jakus Emma</i> : A sűrűlódási réteg vertikális vízgőzátvitelének hatása a csapadékmennyiség eloszlására (The effect of vertical water vapour transport in the planetary boundary layer on the precipitation distribution)	208
<i>Jakus Emma</i> : A mennyiségi csapadékelőjelzés helyzete és perspektívái (On the situation and perspective of the quantitative precipitation forecasting)	329
<i>Kapovits Albert—Pintér F.—Tánczer T.</i> : An attempt for combined analysis of radar and satellite data (Kísérlet radar-és műholdadatok együttes analízisére)	9
<i>Kondratyev, K. Ya.—Prokofjev, M. A.—Pozdnyakov, D. V.</i> : Aerosol properties and their significance for climate studies (Az aeroszol tulajdonságai és éghajlati jelentősége)	57
<i>Koppány György—Kiss Á.</i> : A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben (The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczely's macrosynoptic types)	269
<i>Lukač, J.—Matejka, F.</i> : Contribution to the study of properties of the Volz-type photometer (Volz-típusú fotométer tulajdonságainak vizsgálata)	19
<i>Mészáros Ernő</i> : On the climatic effects of radiatively active trace gases and	

aerosol particles (Optikailag aktív nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlati hatásai)	70	(Az inhomogén felszín és érdesség hatása a felszínközeli réteg turbulenciájára) 249
<i>Mihailovič, T. D. – Ács, F.</i> : A globálisugárzás napi összegének számítása Újvidéken (Calculation of daily amounts of global radiation in Novi Sad)	257	<i>Rákóczi Ferenc</i> : Szélvektorok származtatása a mesterséges holdak vízgőzmérései alapján (Derivation of wind vectors from water vapor measurement of satellites)
<i>Mika János</i> : Érzékenységi becslések a klímamodellek fizikai-statisztikai összeállítása útján (Sensitivity estimations based on physical-statistical synthesis of climate models)	339	161
<i>Nguyen Huong Dien</i> : Anizotróp modell a függőleges felületekre jutó napsugárzás óraértékeinek számítására (An anisotropic model for calculating hourly sums of solar radiation on vertical surfaces)	96	<i>Simon Zsuzsanna</i> : Radarral meghatározott és mért területi csapadékmennyiségek összehasonlítása nem konvektív időjárási helyzetekben (Comparison of areal precipitation estimated by radar with that of measured by raingauges in non-convective synoptic situations) ...
<i>Paál Anikó</i> : Retrieval of surface global radiation from METEOSAT analogue images and surface visibility data (A felszínre érkező globálisugárzás becslése METEOSAT analóg műholdképek és látástávolság alapján)	194	352
<i>Pálvölgyi Tamás</i> : Havi bontású nulla-dimenziós energiaegyensúlyi éghajlati modell (A zero-dimensional monthly energy balance climate model)	228	<i>Stollár András – Zsoldos I.</i> : A talaj és a levegő hőmérséklete különböző expozíciójú lejtőkön (Temperature of soil and air over slopes of different exposition) 300
<i>Pretel, J. – Zeleny, J.</i> : Effect of non-homogeneous terrain and roughness on turbulence in surface boundary layer		<i>Vasić, M.</i> : Application of methods for the forecasting of surface moisture content in the parametrization of the moisture content of the atmosphere (A felszín nedvességtartalma előrejelzési módszerének felhasználása a légkör nedvességtartalmának parametrizációjában) ...
		121
		<i>Vir Singh</i> : Effects of the reaction of N(² D) with O ₂ on the production of O(¹ D) in a polar cap absorption (PCA) event [Az N(² D) és az O ₃ közötti reakció hatása az O(¹ D) keletkezésére erős sarki abszorbeió esetén]
		202

II. Irodalom — Literature

- Atkinson, B. W.* (szerk.): Dynamical Meteorology (Dinamikus meteorológia) (*Rákóczi Ferenc*) 181
- Atkinson, B. W.*: Meso-scale Atmospheric Circulations (Légtéri mezo-skálájú ciklációk (*Rákóczi Ferenc*) 116
- Biswas, A. K.*: (szerk.): Climate of development (Éghajlat és fejlődés) (*Mika János*) 115
- Browning, K. A.* (szerk.): Nowcasting (*Sipos Győző*) 49
- Gareth, J.*: A növényzet termelőképessége (Ford.: *Simó György*) (*Hunkár Márta*) 180
- Olberg, M.* — *Rákóczi, F.*: Informations theorie in Meteorologie und Geophysic (Információelmélet a meteorológiában és a geofizikában) (*Gulyás Ottó*) 114
- Péczely György*: A Föld éghajlata (*Koppány György*) 114
- Schweidtfeger, W.*: Weather and Climate of the Antarctic (Az Antarktisz időjárása és éghajlata) (*Koppány György*) 116
- Swinney, H. L.* — *Gollub, J. P.* (szerk.): Hydrodynamic Instabilities and the Transition to Turbulence (Hidrodinamikai instabilitások és átmenet a turbulenciába) (*Dévényi Dezső*) 309
- Szabó S. András*: Radioökológia és környezetvédelem (*Korányi Kornél*) ... 309
- Westing, A. H.* (szerk.): Environmental Warfare — A Technical, Legal and Policy Appraisal (Környezeti hadviselés — a kérdés műszaki, jogi és politikai értékelése) (*Götz Gusztáv*) 48

III. Krónika — Chronicle

- Ambrózy Pál*: Tanácskozás a szélenergiáról 183
- Béll Béla*: Mészáros Ernő a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagja ... 244
- Böjti Béla*: A III. Alpi Meteorológiai Konferencia 120
- Csaplak Andor* — *Simon Antal*: Flórián Endre, 1910 — 1984 53
- Haszpra László*: Meteorológia 2020-ban .. 184
- Kakas József*: Salamin Pál, 1913 — 1964 118
- Kapovits Albert*: Az Időjárás Világszolgálat (WWW) tervei 2000-ig 247
- Koflanovits Erika*: Szimpózium az éghajlat változásának témakörben 56
- Koppány György*: Nemzetközi távprognosztikai szimpózium Budapesten ... 243
- Kozma Ferenc*: Együttműködés az NDK és az MNK meteorológiai szolgálata között 119
- Lépp Ildikó*: Meteorológiai Világnap 1985 182
- Lőrincz Anna*: Faragó Istvánné, 1905 — 1985 120
- Lőrincz Anna*: A Magyar, a Szlovák és a Csehszlovák Meteorológiai Társaság közös vándorgyűlése Nyíregyházán ... 363
- Mezősi Miklós*: CIMO ülés Ottawában ... 365
- Nagy Katalin*: Hidrometeorológus Nap a VITUKI-ban 52
- Takács Ágnes*: Tanulmányút az Egyesült Államokban 246
- Tánczer Tibor*: Földfotó szeminárium ... 55
- Tánczer Tibor*: Meteorológiai műholdak 25. évfordulója 311
- Tánczer Tibor*: Meteorológiai Tudományos Napok 1984 51

TÁRGYMUTATÓ

A tárgymutatóban * = könyvismertetés

- Aeroszolkok 57, 70, 313
 Aeroszol éghajlati jelentősége 57, 70
 Agrometeorológia 25, 86, 115*, 180
 Albedo változása 25
 Alpi meteorológiai konferencia 120
 Analógia keresés módszere 77, 185
 Antarktisz időjárása 116
 Antropogén eredetű éghajlatváltozás 57, 70, 320
 Antropogén légszennyezőanyagok hatása 57, 70
 Állomáshálózat 1
 Balatoni viharjelzés 173
 Budapest éghajlata 219, 288
 Budapesti távprognosztikai szimpózium 242
 Búza termésátlagai Magyarországon 86
 Ciklonok cirkulációja 116*
 CIMO 365
 Cirkuláció 144
 Csapadék előfordulás 132
 Csapadék kimosó hatása 138
 Csapadék mennyiségi előrejelzése 208, 329
 Csapadékkémia 1, 262
 Csapadékmennyiség becslése 246, 352
 Csapadékmennyiség eloszlása 208
 Diffúzióklimatológia 132
 Előrejelzés 11, 49*, 121, 141, 173, 185, 208, 228, 242, 246, 320, 329, 339
 Emelési kondenzáció 219
 Energiaegyensúlyi modell 228
 Erdőborítottság mértéke Magyarországon 31
 Éghajlat 320
 Éghajlat és fejlődés 115*
 Éghajlati adattár 114*
 Éghajlati jellemzők Budapest felett 219
 Éghajlatmodellelés 57, 242, 228
 Éghajlatváltozás 55, 184, 329, 339
 Érdes felszínek 249
 Évszakos előrejelzés 185
 Faragó Istvánné emlékezete 120
 Felszín albedója Magyarországon 25
 Felszín nedvességtartalma 121
 Felszíni érdekesség 299
 Fenológiai fázisok 29
 Flórián Endre emlékezete 53
 Fotométer érzékenysége 19
 Föld éghajlata 114*
 Földfotó szeminárium 55
 Frekvencia analógia 77
 Függőleges felületek sugárzásbevétele 96
 Geosztrofikus szél 77
 Globálsugárzás 96, 194, 202, 257
 Hadviselés és környezet 48*
 Hárskúti zuzmarakutató állomás 94
 Háttérszennyezettség mérése 262, 313
 Hidegfront előrejelzése 141
 Hidrológiai előrejelzés 246
 Hidrológus Nap 52
 Hőmérséklet lejtős terepen 300
 Hőmérséklet változékonysága Szegeden 269
 Hőmérsékleti hiba párolgásmérőkadaknál 167
 Hőtárgulási tényezők 167
 Hullámok frekvencia vizsgálata 77
 Időjárás az Antarktiszon 116*
 Időjárás hatása a termelési színvonalra 86
 Időjárás radarok 9
 Időjárás Világszolgálat 247
 Információelmélet a meteorológiában 114*
 Inhomogén felszín 249
 Kevert réteg 132
 Klíma előrejelzése 185, 320
 Klímaelmélet 320
 Klímaváltozás 55, 184, 228, 339
 Klímaváltozás szennyezőanyagok következtében 57, 70
 Kondenzáció szintje Budapesten 219
 Konkoly Thege Miklós 32
 Konvektív csapadék 208
 Környezetvédelem 1, 48* 309*
 Kvázigeosztrofikus hullámok 77
 Lamináris áramlás 309
 Látástávolság 194
 Lejtős terep hőmérséklete 300
 Levegő állapotváltozásai 288
 Levegőkémia 1, 57, 70, 262, 313
 Légkör nedvességtartalma 121
 Légköri mezo-skálájú cirkuláció 116*
 Légköri stabilitás 132
 Légköri turbulencia 249
 Légszennyezőmérő állomáshálózat 1
 Légszennyező anyagok 57, 70, 262, 313
 Légszennyeződés 132, 262, 313
 Magyar Tudományos Akadémia 32
 Meteorológiai műholdak 9, 311
 Meteorológiai objektumok rádiólokációs képe 278
 Meteorológiai Tudományos Napok 51
 Meteorológiai Világnap 182
 Mészáros Ernő, MTA levelező tagja 244
 MMT Szélenergia Szakosztálya 183
 – Róna Zsigmond Ifjúsági Köre 184
 – Távprognosztikai szimpózium 242
 – Vándorgyűlése 363
 Modell
 – csapadékkémiai állomáshálózat sűrűségére 1
 – éghajlatra 228, 320, 339
 – évszakos előrejelzésre 185
 – felszíni nedvességtartalom előrejelzésére 121
 – geosztrofikus szél meghatározására 77
 – légköri aeroszolra 57
 – napsugárzás számítására 96
 – termés szétbontásra 86
 – zivatarláncok előrejelzésére 141
 – zivatar beoszlására 90
 Műholdadatok analízise 9, 161, 194
 Műszerek, megfigyelési módszerek 365

- Napállandó változása 228, 339
 Napenergia 96, 202, 257
 Napsugárzás a felső légkörben 202
 Napsugárzás óra értékei 96
 NDK Meteorológia szolgálata 119
 Nedves levegő állapotváltozásai 288
 Nitrogénvegyületek a légkörben 262
 Nowcasting-rendszer 11, 49*
 Nyomgázok légköri koncentrációja 70
 Nyomanyagok nedves ülepedése 1
 Óceán-légkör kapcsolata 228, 339
 Ógyallai meteorológiai obszervatórium 37
 Párolgást regisztráló műszerek 167
 Péczely-féle makroszoptikus helyzetek 264
 Potenciálisan kihullható esapadék 208
 Protonkitörés a Napon 202
 Radaradatok analízise 9
 Radarmegfigyelések 278
 Radarmeteorológia 278, 352
 Radioökológia 309*
 Regionális légszennyezettség 132
 Relatív napfénytartam 257
 Rövidtávú előrejelzés 49*
 Salamin Pál emlékezete 118
 Sűrűlási réteg 208, 249
 Szabadlégköri cirkuláció 116*
 Száraz ülepedés 269
 Szélenergia hasznosítása 183
 Szélirányváltozékonyság Szegeden 269
 Szélvektorszámítási módszer 161
 Szén-dioxid hatása a klímára 228, 334
 Takács Ágnes tanulmányútja az USA-ban 246
 Talajhőmérséklet lejtőkön 300
 Távérzékelés 55, 161, 194, 311
 Távérzékelő rendszerek Magyarországon 9, 278
 Távérzékelési eljárások 49*
 Távprognosztika 242
 Távvezetékek zúzmarterhelése 90
 Termésszerkezet változás Magyarországon 86
 Természétbontási modell 86
 Tenyészidőszak csapadéka 30
 Tudományos minősítési rendszer reformja 107
 Turbulencia 249, 309*
 Újvidék éghajlata 257
 Vándorgyűlés 363
 Veszélyes időjárási jelenségek 246
 Viharjelző szolgálat 173
 Vizgőzátvitel a sűrűlási rétegben 208
 Vizgőzmérések műholdakkal 161
 Volz-típusú fotométer 19
 Zivatarláneok dinamikája 141
 Zivatarok előrejelzése 149
 Zúzmarmérések Magyarországon 90

SUBJECT INDEX

The sign * denotes literatures reviews

- Aerosol and climate 57, 70
 Aerosols 57, 70, 313
 Agricultural meteorology 25, 86, 115*, 180
 Air chemistry 1, 57, 70, 262, 313
 Air pollutants 57, 70, 262, 313
 Air pollution 132, 262, 313
 Albedo variation 25
 Alpine Meteorological Conference 120
 Analogues
 - method for searching 77, 85
 Antarctica
 - weather of 116
 Anthropogenic climate modification 57, 70
 Anthropogenic pollutants
 - effects of 57, 70
 Background air pollution
 - measurements in Hungary 262, 313
 Budapest
 - climate of 219, 288
 Carbon dioxide and climate 228, 334
 CIMO 365
 Circulation 144
 - in the free atmosphere 116*
 - of cyclones 116*
 Climate 320
 - and air pollution 57, 70
 - and development 115*
 - data basis 114*
 - forecasting 185, 320
 - modelling 57, 242, 228
 - modification 55, 184, 329, 339
 - of Earth 114*
 - of Novi Sad 257
 - parameters in Budapest 219
 - theory 320
 Cold front forecasting 141
 Condensation level in Budapest 219
 Convective precipitation 208
 Dangerous weather situations 246
 Diffusion climatology 132
 Dry deposition 269
 Energy balance model 228
 Environment protection 1, 48*, 309*
 Evaporation recording devices 167
 Faragó, I. Mrs.
 - in memoriam 120
 Flórián, E.
 - in memoriam 53
 Forest cover in Hungary 31
 Frequency analogy 77
 Friction layer 208, 249
 Geostrophic wind 77
 German Democratic Republic
 - Meteorological Service of 119
 Global radiation 96, 194, 202, 257
 Growing season
 - precipitation amount during 30
 Humid air
 - state variations of 288
 Humidity of air 121
 Hungarian Academy of Sciences 32
 Hungarian Meteorological Society
 - annual assembly 363

- long-range forecasting conference of 242
- wind energy branch of 183
- youth branch of 184
- Hungarian scientific qualification
 - reforms in the system 107
- Hydrological day 52
- Hydrological forecasting 246
- Information theory in meteorology 114*
- Inhomogen surface 249
- Instruments and methods of observation 365
- Konkoly Thege, M. 32
- Laminar flow 309
- Lifted condensation 219
- Long-range forecasting conference in Budapest 242
- Meso-scale circulation 116*
- Meteorological satellites 9, 311
- Meteorological Scientific Days 51
- Mészáros, E.
 - corresponding member 244
- Mixing layer 132
- Model
 - for atmospheric aerosol 57
 - for calculating solar radiation 96
 - of climate 228, 320, 339
 - for determining geostrophical wind 77
 - for estimating network density 1
 - for forecasting squall lines 141
 - for hoarfrost estimation 90
 - for seasonal forecasting 185
 - for surface humidity forecasting 121
 - for winter wheat yield 86
- Network density 1
- Nitrogen compounds 262
- Nowcasting system 11, 49*
- Ocean-atmosphere relationship 228, 339
- Ógyalla
 - meteorological observatory in 37
- Péczely's macrosynoptical situations 264
- Phenological phases 29
- Photometer sensitivity 19
- Potential precipitation amount 208
- Precipitation
 - chemistry 1, 262
 - forecasting of 208, 329
 - frequency of 132
 - scavenging by 138
- Precipitation amount
 - distribution of 208
 - estimating of 246, 352
- Precipitation chemistry network 1
- Proton emission by Sun 202
- Quasy-geostrophic waves 77
- Radar
 - data analysis 9
 - imagery of meteorological objects 278
 - meteorology 278, 352
 - observations 278
- Radio-ecology 309*
- Regional air pollution 132
- Relative sunshine duration 257
- Remote sensing 56, 161, 194, 311
 - in Hungary 9, 278
 - methods 49*
- Rime
 - load on cables 90
 - measurements in Hungary 90
 - observing station in Hárskút 94
- Rough surfaces 249
- Salamín, P.
 - in memoriam 118
- Satellites
 - data analysis of 9, 161, 194
- Seasonal weather forecasting 185
- Short-range weather forecasting 49*
- Slopes
 - temperature of 300
- Solar constant variation 228, 339
- Solar energy 96, 183, 202, 257
- Solar radiation
 - hour values of 96
 - in the upper atmosphere 202
- Solar radiation and vertical surfaces 96
- Squall line dynamics 141
- State variations in air 288
- Storm forecasting on Lake Balaton 173
- Surface
 - roughness of 299
- Surface albedo in Hungary 25
- Surface humidity 121
- Surface imagery seminar 55
- Takács, Á. Miss
 - fellowship in U.S.A. 246
- Temperature
 - error of evaporation pans 167
 - on slopes 300
 - variation in Szeged 269
- Thermal dilatation
 - parameters of 167
- Thunderstorms
 - forecasting of 149
- Trace gases
 - concentration of 70
- Turbulence 249, 309*
- Visibility 194
- Volz's sunphotometer 19
- Warfare and environment 48*
- Water vapor
 - measurement by satellite 161
 - transport in the friction layer 208
- Wave frequency analysis 77
- Weather
 - and production 86
 - in Antarctica 116*
 - radars 9
- Weather forecasting 11, 49*, 121, 141, 173, 185, 208, 228, 242, 246, 320, 329, 339
- Wheat
 - Hungarian production of 86
- Wet deposition 1
- Wind direction variations
 - in Szeged 269
- Wind vector calculation method 161
- World Meteorological Day 182
- World Weather Watch 247
- Yield decomposition model 86

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

Címzés: 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); 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 szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: *A meteorológiai kutatás időszeri kérdései. Időjárás 57*, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

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. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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



85.2339 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329