

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

89. ÉVF. ★ 4. SZÁM ★ 1985. JÚLIUS—AUGUSZTUS

TARTALOM

- Bartholy Judit—Kaba Magdolna*: A Magyarországra vonatkozó évszakos előrejelzések fejlesztése (angol nyelven) 185
- Padl Anikó*: A felszínre érkező globálsugárzás becslése METEOSAT analóg műholdképek és látástávolság alapján (angol nyelven) ... 194
- Vir Singh*: Az $N(^2D)$ és az O_2 közötti reakció hatása az $O(^1D)$ keletkezésére erős sarki abszorpció esetén (angol nyelven) 202
- Jakus Emma*: A sűrűlódási réteg vertikális vízgőzátvitelének hatása a csapadékmenyiség eloszlására 208
- Cseh Sándor*: Éghajlati jellemzők az emelési kondenzáció szintjén Budapest felett 219
- Pálvölgyi Tamás*: Havi bontású nulladimenziós energiaegyensúlyi éghajlati modell... 228
- Krónika 242

CONTENTS

- Bartholy, J.—Kaba, M.*: Further development of seasonal climate forecasts for the territory of Hungary (in English) 185
- Padl, A.*: Retrieval of surface global radiation from METEOSAT analogue images and surface visibility data (in English) 194
- Vir Singh*: Effects of the reaction of $N(^2D)$ with O_2 on the production of $O(^1D)$ in a polar cap absorption (PCA) event (in English) 202
- Jakus, E.*: The effect of vertical water vapour transport in the planetary boundary layer on the precipitation distribution 208
- Cseh, S.*: Climatic characteristics at the lifted condensation level over Budapest 219
- Pálvölgyi, T.*: A zero-dimensional monthly energy balance climate model 228
- Chronicle 224

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 89. ★ NO. 4. ★ JULY—AUGUST 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)	SPÄNKUCH, 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. (Warsaw)	TÄNZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VITEK, V. (Prahá)
KONDRAT'EV, K.YA. (Leningrad)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR GY. (Budapest)	WIRTH E. (Pécs)

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LÓRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
Budapest, 1024 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. This journal, published bimonthly can be purchased
from the distributor: KULTURA, H-1389 Budapest P. O. B. 149

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám, 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

Further development of seasonal climate forecasts for the territory of Hungary

BARTHOLY, J. and KABA, M. *Central Forecasting Institute, H-1675 Budapest, P.O.B. 32.*

A Magyarországra vonatkozó évszakos előrejelzések fejlesztése. A cikk két klímaprognosztikai kísérletről számol be. A szolgálatunknál kilenc éve rendszeresen, havonta megjelenő kiadványunk az elkövetkező három hónapra és nyolc állomásra vonatkozóan Magyarország várható hőmérsékleti és csapadékviszonyait foglalja össze. Meteorológiai-prognosztikai modellünk a jól ismert heurisztikus analógiás eljárás. Egy előző dolgozatunkban (*Kaba M., Faragó T., Gulyás O.* 1975) megmutattuk ennek a matematikai megalapozását; igazoltuk, hogy ez tulajdonképpen nem más, mint a statisztikából ismert (*T. M. Cover, P. E. Hart, 1967*) legközelebbi társ szerinti döntési eljárás (Nearest Neighbour Decision Rule). Módszerünkben ezentúl az atlanti-európai térség 500 mbar-os abszolút topográfiaemzőinek clusteranalízisével kapott évszakos bontású osztályrendszereit használjuk fel, kiváltva ezzel a Hess – Brezowsky-féle makrocirkulációs típusrendszert. A másik éghajlatprognosztikai kutatásunk célja egy komplex, több léggöri elemre és teresztrikus hatásra (pl. tengervíz hőmérséklet – mint prediktorra – épülő éghajlatprognosztikai modell kialakítása volt. Az egyszerű statisztikai eljárásnak minősíthető analógiakereső modellünk mellé egy magasabb szintű meteorológiai, ill. matematikai-statisztikai követelményeknek is megfelelő multiregressziós modellt dolgoztunk ki. A matematikai faktoranalízis főfaktor módszerét alkalmaztuk, hogy így nagyobb biztonsággal terjeszthessük ki a jelenlegi prognózisunk háromhónapos érvényességi idejét hat hónapra.

✱

Further development of seasonal climate forecasts for the territory of Hungary. The Hungarian Meteorological Service has been engaged in climatic forecasting activity relating to both its research and operational aspects for several years. In a publication regularly issued each month since 1976, the temperature and precipitation conditions to be expected in Hungary during the following three months are given for eight stations. The forecasting model is based on a simple but meteorologically and mathematically well-founded statistical analogue method, the Nearest Neighbour Decision Rule (*M. Kaba, T. Faragó, O. Gulyás, 1975; T. M. Cover, P. E. Hart, 1967*). In the method the seasonal systems of weather pattern categories received by the cluster analysis of the AT₅₀₀ mbar fields of the Atlantic-European region are used. The investigations determining the direction of the long-range development of further climate prediction activity had two objectives: a) To develop a complex climate prediction model using for predictors several atmospheric elements or terrestrial effects (e.g. sea surface temperature); b) To elaborate a multi-regression model complying with higher mathematical-statistical requirements, in addition to the analogy selection model which can be regarded as a simpler statistical approach. The model developed by the aid of factor analysis permitted to extend the forecasting period.

✱

Now, in the decade of the World Climate Programme, an increased interest has been shown in all branches of climatology, thus also in climatic forecasting. The users' increasingly complex demands are motivated by complex social and economic problems yet unsolved.

Prognostic model based on analogue method

In the Hungarian Meteorological Service climate prediction activity, including both investigation and operative work, is going on since 1976 (Koppány, 1975). In our publication the temperature and precipitation conditions to be expected in Hungary during the following three months at eight Hungarian stations are given. According to the aims of the climatic forecasts as well as to the possibilities of their approach the prognostic model was elaborated on the basis of a simple but meteorologically and mathematically well established statistical analogue method (Gulyás, Bartholy, Légrády, 1977) the Nearest Neighbour Decision Rule (Kaba, Faragó, Gulyás, 1975; Kaba, Faragó, 1976). The results of the forecasts are given in intervals

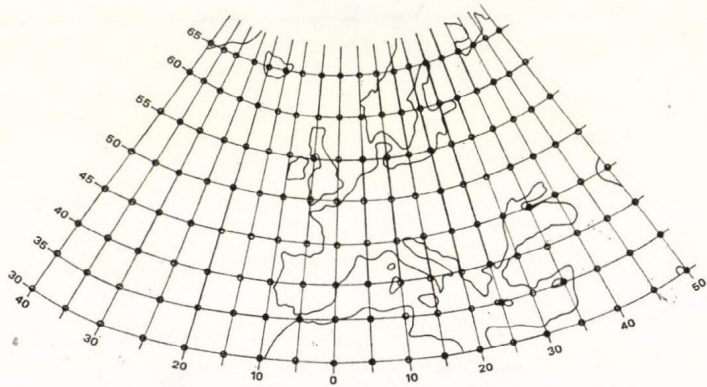


Fig. 1: Grid system covering the investigated area

corresponding to 60, 70 and 80 per cent probability levels. In the decision making process of statistical character the selection of analogues is carried out with the help of the surface pressure and the 500 mbar contour fields of the Atlantic-European region as well as with that of the long data series (from 1901 to 1980) of the monthly temperature fields of the entire Northern Hemisphere.

Classification. Originally, analogue periods were selected from the archive to match the monthly code series of the Hess-Brezowsky macro-scale circulation classification (Craddock, 1970; Hess, Brezowsky, 1977). However, the limited validity of the different synoptic types in space as well as the subjectivity of coding unfavourably affected our forecasts. A comprehensive study was undertaken, therefore, in order to establish a new and more objective system of synoptic types (Ambrózy, Bartholy, Gulyás, 1982, 1984.) In the course of this study the cluster analysis of the daily 500 mbar fields of the Atlantic-European region characterized by 80 grid-points for the period from 1949 to 1972 was carried out. The region in question is shown in *Fig. 1*. For the clustering, the method of Mc Queen algorithm, or alternatively called k-means clustering method was applied (Mc Queen, 1967; Anderberg, 1973; Hartigan, 1975).

For each of the four seasons a separate system of types was established. The classification broken down into seasons, contains 19 types for spring, 8 for summer, 15 for autumn and 17 for winter (*Bartholy, Gulyás, 1980*).

The similarity indices often used for characterizing a cluster system are the so called external and internal distances (*Kruizinga, 1979*). Being suitable for an intercomparison, these indices were used by us, too. Taking the arithmetical mean of all the elements contained in a class for its centre and the distance between the centres for the external distance, the following conclusions can be drawn. The external distances of the new seasonal classification system are on the average 60 to 70 per cent greater as compared with those of the Hess–Brezowsky classification. Consequently, this classification stretches an 80-dimensional space of the 500 mbar fields better

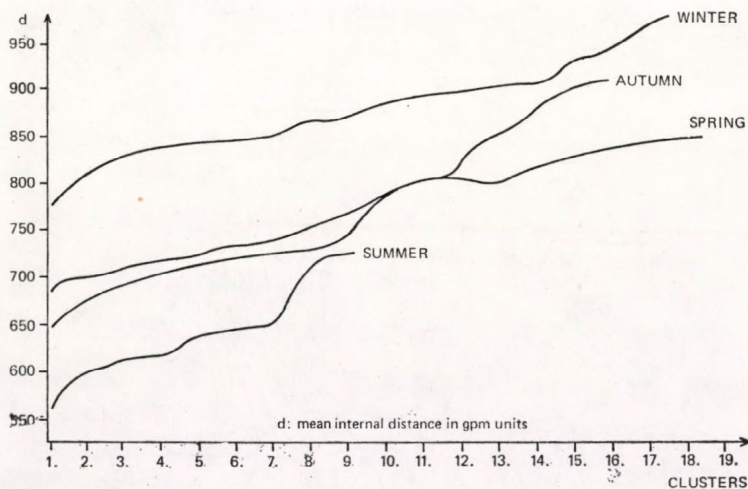


Fig. 2: Inner distances (radii) of the new classes in different seasons. (The clusters have been ordered according to their increasing inner distances; for determining distance Euclid metrics has been used)

than the Hess–Brezowsky types to. This is also proven by the fact that the maximum external distances of the system increased by 23 per cent on the average. The increase of the minimum external distances by 69 per cent on the average shows a better separation of the synoptic types.

The internal distance of a class within the system is defined as the mean distance of its elements to its centre. In *Fig. 2*, the internal distances of the clusters are shown for the four seasons (the numbering of the seasonal clusters corresponding to the succession of growing internal distances). This figure proves that it has been right to cluster the seasons separately. The curves of the summer and winter seasons, respectively, are completely separated from each other while those of the in-between-seasons have a nearby course. The significant separation of the summer and winter curves is due not to the differences between the absolute values of the 500 mbar fields but rather to the fact that in summer the pressure gradients are much smaller, the standard deviations around the centres of the clusters being, therefore, also smaller.

Each synoptic type was characterized by the fields of temperature anomalies calculated from the 500/1000 mbar fields, the surface pressure and the 500 mbar fields. In *Fig. 3*, all the three fields of weather type No. 9 are shown.

All the data available for the whole period were catalogued, i. e. on the

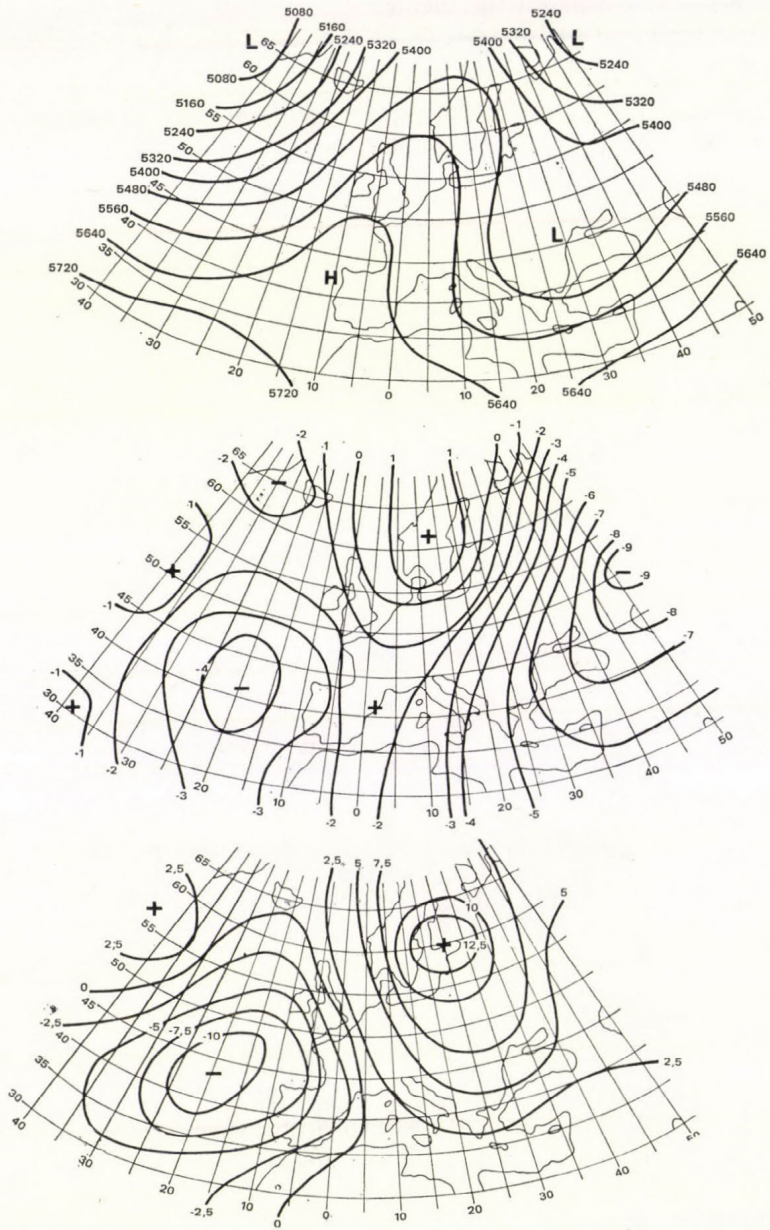


Fig. 3 : 9th class of the type system for spring

basis of the 500 mbar field of the Atlantic-European region, each day was clustered into the appropriate class of the weather type system. This data series represents the data bank of our analogue method. The new classes as well as the catalogue were tested by a programme package written for an IBM 370/155 computer. By entering them into the above model, operative forecasts for three and six months, respectively, were prepared.

Verification of the prognostic model. As a first step in verifying the forecasting method, the change in time of the similarity indices of the periods classified according to the degree of similarity was studied. Several interesting conclusions can be drawn, concerning, *on the one hand* the rather reliable extrapolability of the global analogies (no fast decay was observed after the third month). Already as a first approximation, this fact permits us to conclude that the temporal validity range of the forecasts can be extended. *On the other hand*, as far as the optimum number of analogue periods to be used in forecasting is concerned, it can be seen that it is not worthwhile to take into account the similarity of the fields received over the 5 to 6 periods showing the highest analogy. A *third* conclusion relates to the possibility of observing the change of the so called weight factors expressing the degree of importance of the analogue periods used for establishing the forecasted fields or data as a function of time.

Thus, further on, the forecasts of climatic character were prepared using the 5 optimum periods with the highest degree of similarity.

The verification was carried out on the test material of the 10-year period from 1961 to 1970 with the Bayes-type loss estimation (for absolute error, quadratic loss function and for different intervals). Evaluating the estimates of the intervals corresponding to 70 per cent probability level it

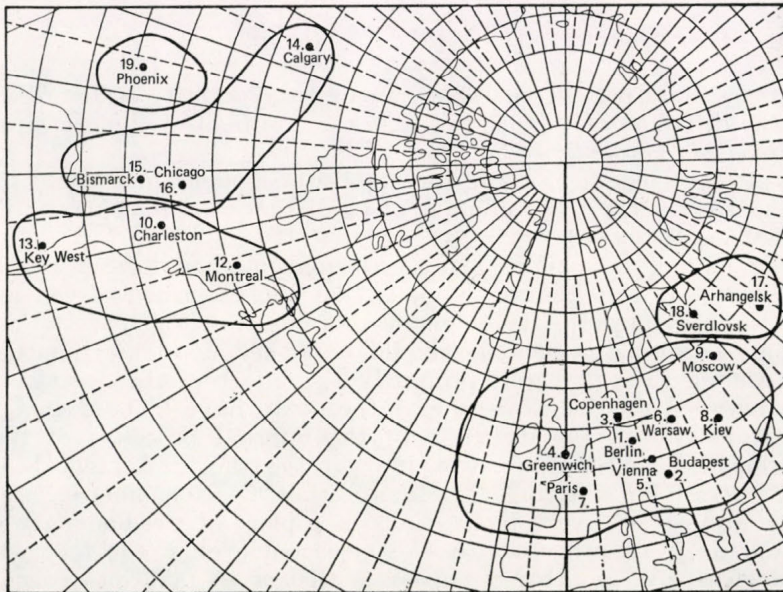


Fig. 4 : Sectors found with the factor analysis of the monthly temperature field (winter season)

was concluded that the results of the procedure were promising (70 to 78 per cent). The forecast relating to the second month proved to be the most reliable.

The forecasts of the mean precipitation amounts for the territory of the country was analyzed in a similar way (*Kaba, Bartholy, Bán, 1980*). Our results are modest so far; the estimation by intervals approaches to the 70 per cent verification level. Since September 1982, tentative half-year forecasts have been prepared regularly.

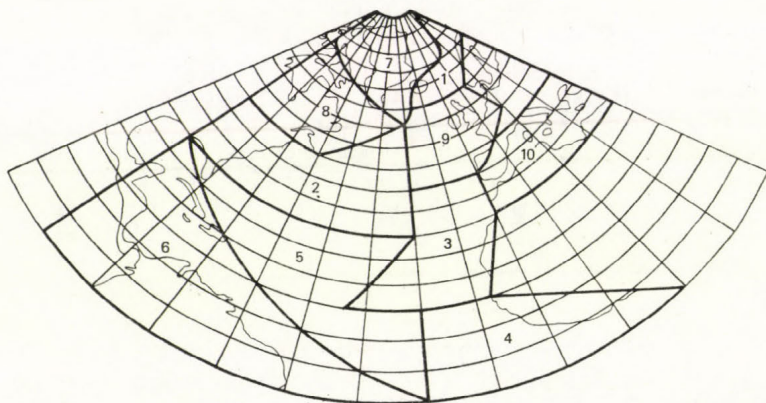


Fig. 5: Sectors of the SST data: 1. North Atlantic Drift (north of 60°N); 2. Golf Stream; 3. Canaries; 4. Guinea Current; 5. North Equatorial Current; 6. South Equatorial Drift; 7. East Greenland Current; 8. Labrador Current; 9. North Atlantic Drift (south of 60°N); 10. Effect of the Mediterranean.

Prognostic model based on multiregression method

In the second part of the present paper the activity is described which defines the direction of further researches in the field of climatic forecasting (*Kaba, Bartholy, Bán, Légrády, 1982*).

An attempt has been made to establish a model which could meet the requirement to increase the number of predictors used for climatic forecasts (*Götz, 1982*).

After having investigated the principal methodological problems of climatic forecasting it became obvious that the extension of the period of validity would require the development of a model in which non atmospheric predictors: — so far neglected—should be looked upon as climatic forcing effects. Among these spheres, primarily the effect of the oceans, i. e. the relation between the atmosphere and the ocean have to be discussed.

As it is known, the duration of the internal processes of the ocean varies from 10^{-2} to 10^3 years, i. e. it comprises the time intervals being of greatest interest for studying the climate, thus also for climatic forecasting. Since the atmosphere-ocean interactions take place at the boundary of these media and deep-sea processes can be neglected even if the forecasts cover a period of several months, it appears sufficient to take into consideration the so-called mixed isotherm upper layer of the ocean. In approaches of that

kind it may be suffice to take into account the variability of the sea surface temperature (SST).

The studies in question had a double aim:

1. The establishment of a complex climatic prognostical model using several atmospheric elements of terrestrial effects for predictors thus permitting to forecast the monthly mean temperature and monthly precipitation amounts for the following six months for the territory of Hungary;
2. In addition to the analogy selecting model considered as a simple

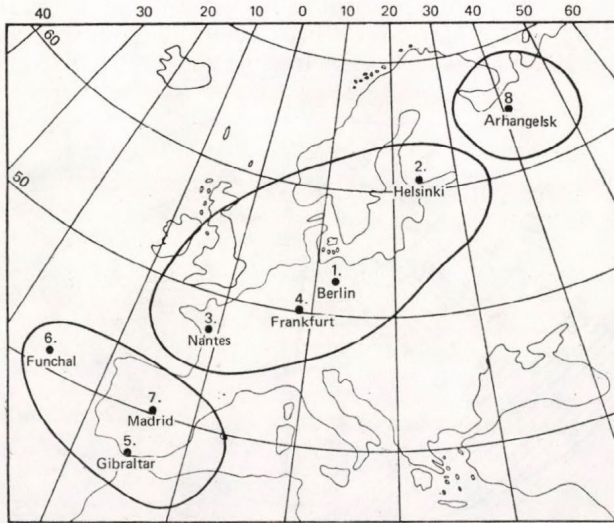


Fig. 6 : Sectors of the precipitation field (winter season)

statistical approach, the elaboration of a multiregression model satisfying higher meteorological as well as mathematical-statistical requirements.

Data selection with factor analysis. Using the factor analysis, the data set of the following predictors was analyzed in order to reveal structural characteristics:

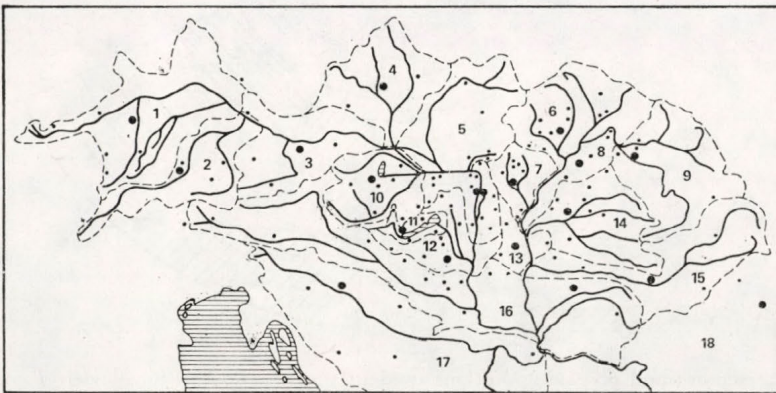


Fig. 7 : Catchment areas of the Carpathian Basin

- i. The field of monthly temperature anomalies of the Northern Hemisphere was studied for the period from 1901 to 1960 (22 stations). The groups representing different „properties” of the field for the winter season is presented in *Fig. 4*.
- ii. The time series of the SST values of the Atlantic Ocean and the Mediterranean from 1949 to 1969 were analyzed on the basis of the data of the section between 90°W and 30°E of the Northern Hemisphere interpolated with 5°-grid spacing. Revealing its internal correlation conditions, the field was divided into 10 sectors (*Fig. 5*).
- iii. The fields of the monthly precipitation amounts were studied using the data sets of 33 stations from 1901 to 1960. The separation of the field for the winter season can be seen in *Fig. 6*.

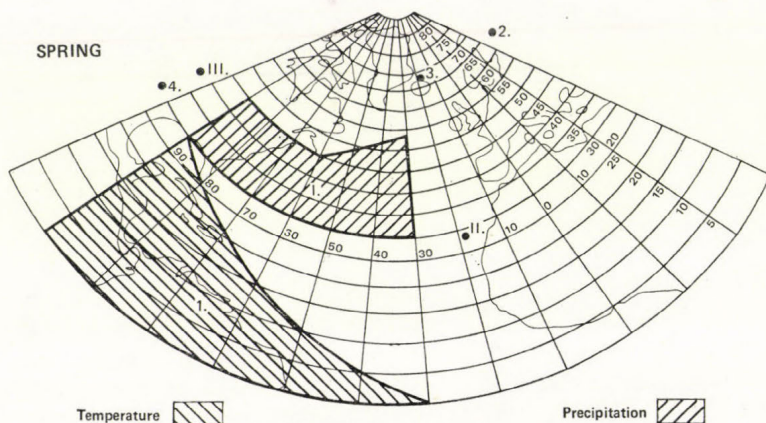


Fig. 8: The sectors and observing stations used in the multi-regression model. *Temperature*: 1. South Equatorial Current (SST); 2. Archangelsk (precip.); 3. Thorshöfn (precip.); 4. Phoenix (temp.). *Precipitation*: I. Golf Stream (SST); II. La Laguna (precip.); III. Phoenix (temp.)

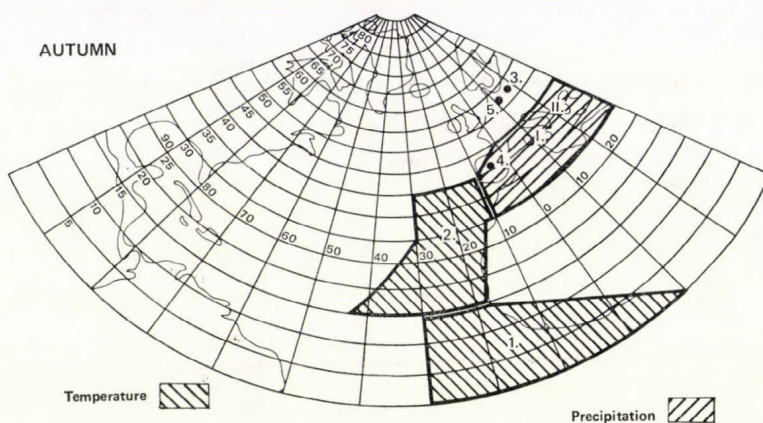


Fig. 9: The sectors and observing stations used in the multi-regression model. *Temperature*: 1. Guinea Current (SST); 2. Canarian Current (SST); 3. Warsaw (temp.); 4. Madrid (precip.); 5. Berlin (precip.); *Precipitation*: I. Effect of the Mediterranean (SST); II. Athens (precip.)

Thereafter we intended to establish the multiregression model using the above predictors so as to be able to predict the monthly mean precipitation amounts and monthly mean temperatures for a half year for each of the 18 catchment sectors for the Carpathian Basin geographically comprizing the territory of our country, i. e. for the representative stations (*Fig. 7.*) (Hungary was represented by station Budapest, but the experiment can be carried out for any other representative station). On the basis of the main factor method of factor analysis it could be stated which predictors should be used for the forecasting by seasons of the different factors. (As example the spring-autumn system are presented in *Fig. 8.* and *Fig. 9.*) The multi-regression approach separately applied for both parameters by seasons resulted in establishing the regression coefficients. Using them, the verification of the forecasts for the period from 1949 to 1960, studying the relation between the deviations relating to the different months and the standard errors of the estimates the results were better than those of a forecast giving the climatological average, in 68 per cent of all the cases of seasonal forecasts and in 63 per cent of all the cases of half-year forecasts. If the researches related to the application of satellite images will give positive results, i. e. if real-time data will be available, the use of the model in operational work seems to be a solved problem.

REFERENCES

- Ambrózy P., Bartholy J., Gulyás O.* 1982: Évszakos bontású makroszinoptikus típusok kialakítása clusteranalízissel az atlanti-európai térségre. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 39., 80 p. Budapest
- Ambrózy P., Bartholy J., Gulyás O.* 1984: A system of seasonal macrocirculation patterns for the Atlantic-European region. *Időjárás*, Vol. 88. No. 3. pp. 121–133.
- Anderberg, M. B.* 1973: Cluster analysis for applications. Academic Press, New-York
- Bartholy, J., Gulyás, O.* 1980: A method of analysing macrosynoptic types using analogy indices. *Acta Climatologica*, XVI–XVII. 1–4. pp. 11–17. Szeged
- Cover, T. M., Hart, P. E.* 1967: Nearest neighbour pattern classification. *IEEE Trans. Info. Theory*, IT–13, pp. 21–27. (January 1967)
- Craddock, J. M.* 1970: Work in synoptic climatology with a digitized data bank. *Met. Mag.* Vol. 99. No. 1177. pp. 221–232.
- Götz, G.* 1982: Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate. *Időjárás*, Vol. 86. No. 5. pp. 287–299.
- Gulyás O., Légrády G., Sz., Bartholy J.* 1977: Az analógia fogalma és felhasználása típusok képzésére I–II. *Időjárás*, Vol. 81. No. 1. No. 6. pp. 11–18., 346–351.
- Hartigan, J.* 1975: Clustering algorithms. Wiley et Sons. New-York
- Hess, P., Brezowsky, H.* 1977: Katalog der Grosswetterlagen Europas, Berichte des Deutschen Wetterdienst No. 113. Band 15. Offenbach am M.
- Kaba, M., Faragó, T., Gulyás, O.* 1975: Mathematical model of forecasting methods based on the principle of analogy. *Időjárás*, Vol. 79. No. 3. pp. 166–176.
- Kaba, M., Faragó T.* 1976: Statistical prognosis of monthly mean temperatures and estimation of Bayes'risk. *Időjárás*, Vol. 80. No. 6. pp. 313–325.
- Kaba, M., Bartholy J., Bán, M.,* 1980: Long-range precipitation forecast for the territory of Hungary. A study, prepared for the Hungarian Water Authority. VIZDOK, Budapest
- Kaba, M., Bartholy J., Bán, M., Légrády, G.* 1982: Forecasting of the precipitation conditions in the Carpathian Basin. *Vízügyi Közlöny*, Vol. LXIV. No. 3.
- Koppány, G.* 1975: Long-range extrapolation of analogies (in Hungarian). *Időjárás*, Vol. 79. No. 1. pp. 17–27.
- Kruizinga, S.* 1979: Objective classification of daily 500 mbar patterns. Bull. of sixth conference on Probability and Statistics in Atmospheric Science of the American Meteor. Society 1979. October, Pariff, Alta; Canada
- Mc Queen, J.* 1967: Some methods for classification and analysis of multivariate observations. Proc. of the fifth Berkeley Symp. on Prob. and Stat. F. Univ of Calif. Press., California pp. 281–297.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám, 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

Retrieval of surface global radiation from METEOSAT analogue images and surface visibility data

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

A felszínre érkező globálsugárzás becslése METEOSAT analóg műholdképek és látástávolság alapján. A szerző jelen dolgozatban egy módszert mutat be, amellyel a felszínre érkező napenergia a METEOSAT 2 műhold analóg papírképei alapján megbecsülhető. Empirikus formulákat ad meg a felszínre jutó relatív globálsugárzás számítására két különböző felhőparaméter (fedettség és fényesség) és a látástávolság felhasználásával. A globálsugárzás számított értékeit egy 21 hónap hosszúságu minta mért értékeivel hasonlítja össze. A formulák pontosságát mind korrelációs indexek, mind pedig RMS és BM hibák számításával ellenőrizte. Az eredmények azt mutatják, hogy a formulák segítségével elegendő pontossággal megadható a globálsugárzás napi átlaga. Az ismertetett empirikus formulák pontossága számottevően nem kisebb, mint a bonyolult modellekkel kapott eredményeké.

*

Retrieval of surface global radiation from METEOSAT analogue images and surface visibility data. In this work a method is reviewed for the estimation of the solar energy reaching the surface using analogue paper prints from the METEOSAT 2 satellite. Empirical formulas were constructed for the calculation of the surface relative global radiation by using two kinds of cloud parameters cloud amount and cloud brightness and surface visibility data. The estimated daily global radiation values were compared to the measured data during a 21 months period. The formulas were verified by the correlation index as well as RMS and BM errors. These results indicate that our formulas are suitable to estimate the incident solar radiation with sufficient accuracy. The results obtained by using our empirical formulas are not worse significantly as results given by the more complicated models.

*

The knowledge of the solar radiation reaching the surface is very important for both the climatological studies and the economical utilization of the solar energy. The geographical distribution of the radiation observing stations do not make possible the construction of detailed maps of the surface global radiation. The geostationary satellites give information on the cloudiness every half an hour. Thus determining the connection between the global radiation at the surface and the cloud parameters the radiation maps can be easily drawn by means of images of the geostationary satellites. Applying additional meteorological information about the radiation conditions of the atmosphere the calculated values of the global radiation would well agree with the measured ones. Such methods have been constructed by many authors. *Hanson* (1976) have developed a simple statistical method in which the atmospheric transmission is taken into account by normalized reflected radiation measured by satellite. The *Tarpley's* method (1979) is also

a statistical method in which the measured cloud brightness was derived from a normalized surface brightness to reduce the calibration errors and to compensate albedo differences. *Raschke* and *Preuss* (1979) constructed a physical model to calculate the downward solar flux. *Gautier et al.* (1980) also used a physical approach to estimate the incident solar radiation at the surface from satellite brightness measurements. These authors applied digitized images from geostationary satellites. Since we have only had visual analogue paper prints from METEOSAT 2 satellite, our purpose was to determine the surface global radiation from analogue images. This method is very useful because the analogue images can be acquired all over the world.

1. Determination of global radiation from cloudiness

First the incident solar radiation was determined from cloud parameters since the cloud amount is the most important factor effecting the surface global radiation. We have tried to find the relation between the global radiation and the cloud amount. The global radiation values have been given in percents of the solar radiation reaching the top of the atmosphere over the investigated region. Daily average values of the relative global radiation were studied. The cloud amount was characterized in the following manner:

- a) by the cloud coverage given in tenths
- b) by the relative brightness.

a) The cloud coverage was estimated by a grid visually in every image.
 b) The relative brightness gives the cloud amount by the ratio of the difference between the brightness values of the investigated region and the cloudless reference area to the difference between the brightness values of a cloudy reference area and a cloudless reference area. The definition and determination of the relative brightness and the calibration process for the METEOSAT images can be found in a previous work (*Rimóczi-Paál, 1985 a*).

The daily mean values of the cloud amount were calculated from 3–5 visual satellite images. The period between November 1981 and July 1983 was studied. The relations between the surface global radiation and the cloud amount were determined for the regions of Hungarian Great Plain, Transdanubia, vicinity of station Budapest and the whole area of Hungary.

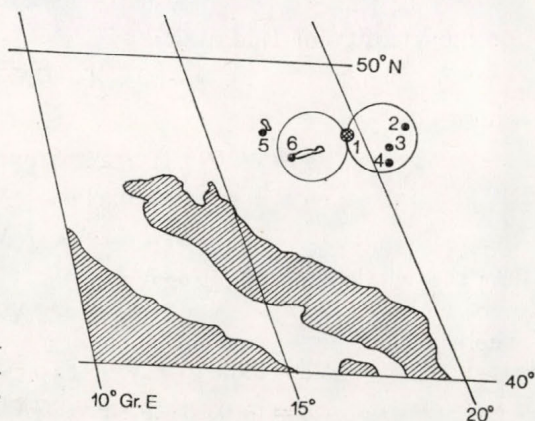


Fig. 1: The investigated regions and the radiation observing stations 1. Budapest, 2. Debrecen, 3. Szarvas, 4. Szeged, 5. Sopron, 6. Keszthely

In the estimation of the cloud amount the Great Plain and Transdanubia were approximated by a circle with diameter of 1.5 cm, while a circle with diameter of 0.5 cm was studied around the station Budapest. The whole area of Hungary was substituted by an ellipse. The investigated regions can be seen in *Fig. 1* in original size. Global radiation measurements of six stations were used in our work. The geographical positions of the stations are also shown in *Fig. 1*.

Using the cloud coverage to characterize the cloudiness quadratic relations were obtained. The measured values of the relative global radiation are illustrated in *Fig. 2* as a function of the cloud coverage for the region of the Great Plain and in *Fig. 3* for the whole area of Hungary. The following equations were established:

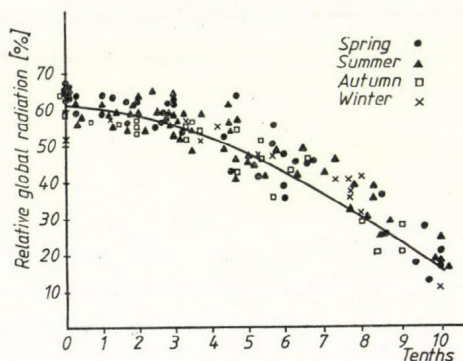


Fig. 2: Measured relative global radiation as a function of cloud coverage for the Great Plain area.

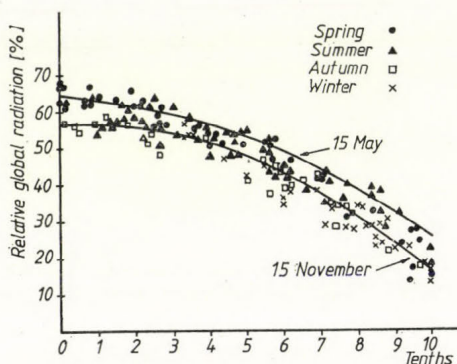


Fig. 3: Measured relative global radiation as a function of cloud coverage for the whole area of Hungary.

For the Hungarian Great Plain area:

$$G = 61.5 - 0.615X - 0.367X^2 \quad (1)$$

for Transdanubia:

$$G = 59.0 - 0.982X - 0.312X^2 \quad (2)$$

for the vicinity of Budapest:

$$G = A + BX + CX^2 \quad (3)$$

where

$$A = 2.076 \cdot 10^{-10} N^{6.48} \exp[-0.0499N] + 46.3 \quad (4)$$

$$B = -0.06 - 0.54 \cos[(N - 152) 360/365] \quad (5)$$

$$C = -0.31 + 0.10 \cos[(N - 152) 360/365]. \quad (6)$$

For the whole area of Hungary:

$$G = D + EX + FX^2 \quad (7)$$

where

$$D = 3.63 \cdot 10^{-7} N^{4.45} \exp(-0.0357N) + 53.5 \quad (8)$$

$$E = -0.13 - 0.85 \cos[(N - 152) 360/365] \quad (9)$$

$$F = -0.39 + 0.10 \cos [(N - 152) 360/365] \quad (10)$$

In Eq (1-10) G is the relative global radiation value, X is the daily mean of the cloud coverage given in tenths and N is the number of days of the year from 1 January.

Applying the relative brightness a linear relationship were found. The connection can be seen in Fig. 4 for the Transdanubia and in Fig. 5 for Budapest. The equations obtained are as follow:

for the Hungarian Great Plain area:

$$G = 62.5 - 4.18 Y \quad (11)$$

for Transdanubia:

$$G = 59.5 - 4.09 Y \quad (12)$$

for the vicinity of Budapest:

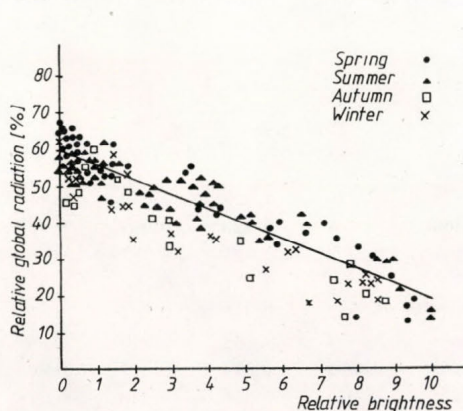


Fig. 4: Measured relative global radiation as a function of relative brightness for Transdanubia.

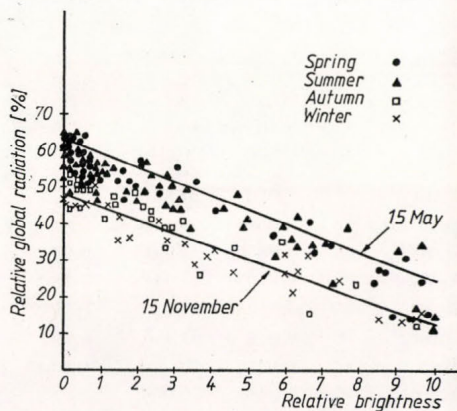


Fig. 5: Measured relative global radiation as a function of relative brightness for the vicinity of Budapest.

$$G = G + HY \quad (13)$$

where

$$G = 2.076 \cdot 10^{-10} N^{6.36} \exp(-0.0452 N) + 47.2 \quad (14)$$

$$H = -3.7 - 0.2 \cos [(N - 152) 360/365] \quad (15)$$

In Eqs. (11-15) the value of Y is the relative brightness of the investigated region and N is also the number of days. Significant seasonal variations were revealed in the connections between the global radiation and the cloud amount for the vicinity of Budapest and the whole area of Hungary (see Fig. 3 and 5.) (Rimóczi-Pádl, 1985 b). This fact can be caused by the different conditions of the radiative transmission during the year. The curves of Eqs. 4 and 8 are continuous at the end of the year. They have maximums on 15 April and minimums on 1 January.

For the regions of the Hungarian Great Plain and Transdanubia significant seasonal variations could not be established. This fact indicates that the six radiation stations are suitable to determine the territorial average of the global radiation for the whole area of Hungary, and station Budapest gives accurate values for a region with diameter of 20-30 km, but the geographical distribution of the 4 stations in Great Plain and 3 stations in Transdanubia does not make it possible to calculate accurate territorial averages - mainly in those days when the cloudiness varies strongly.

2. Determination of global radiation from cloud amount and visibility data

After determining the influence of the cloudiness on the surface relative global radiation we have taken into account the radiation properties of the atmosphere too. The radiative properties have been characterized by the surface visibility. The visibility values have been estimated in the same stations data which were used to calculate the territorial averages of the global radiation. Visibility data determined in sunlight period were applied. Logarithmic relation was assumed between the relative global radiation and the visibility. Uniform connection was used for every region because of the following consideration. If the change of the global radiation caused by the same visibility was different in the different regions it would mean that the transmission conditions are different. Transmission parameters have been

TABLE I
Correlation index values of the quadratic equations

	Great Plain		Transdanubia		Budapest		Hungary	
	(1)	(1)+(16)	(2)	(2)+(16)	(3-6)	(3-6)+(16)	(7-10)	(7-10)+(16)
January	0.916	0.887	0.874	0.904	0.934	0.929	0.962	0.954
February	0.986	0.985	0.895	0.923	0.864	0.929	0.991	0.999
March	0.987	0.988	0.945	0.946	0.922	0.924	0.967	0.969
April	0.940	0.943	0.780	0.767	0.902	0.911	0.960	0.959
May	0.915	0.920	0.974	0.977	0.926	0.945	0.968	0.971
June	0.941	0.950	0.904	0.914	0.874	0.888	0.940	0.945
July	0.910	0.899	0.914	0.903	0.902	0.914	0.921	0.905
August	0.958	0.964	0.952	0.956	0.971	0.976	0.973	0.978
September	0.906	0.895	—	—	0.909	0.888	0.972	0.972
October	0.974	0.965	0.854	0.881	0.914	0.869	0.909	0.907
November	0.868	0.887	0.894	0.932	0.924	0.957	0.981	0.985
December	0.936	0.922	0.830	0.746	0.873	0.829	0.921	0.897
Mean	0.939	0.940	0.890	0.904	0.916	0.917	0.950	0.945

determined for the station Budapest from a 20 year period (*Rimóczi—Paál*, 1983). Using these transmission parameters the global radiation values in cloudless days have been calculated for every investigated region. If the calculated values were in a good agreement with the measured ones it would mean that the transmission parameters are good for every region, namely the transmission conditions are similar. Comparing the measured relative global radiation to the calculated one the differences were very small. Thus we can conclude that the same visibility cause uniform changes in the global radiation in every region. The next logarithmic equation was used:

$$\Delta G = -8.3 + 1.9 \log (9.24 L) \quad (16)$$

Here ΔG is the change of the relative global radiation calculated from the cloud amount.

L is the visibility given in km.

In this manner we can estimate the surface global radiation more precisely from the cloud amount and the surface visibility by adding the logarithmic equation to the *Eqs (1-15)*.

3. Verification of the formulas

The surface relative global radiations were calculated by using *Eqs. (1-16)* and compared to the measured values. In the investigated period data of 3-6 days were studied in every month. Cloudless, partly cloudy and totally cloudy days were chosen. The days when the investigated regions were totally or partly snow-covered were neglected. The accuracy of the formulas was characterized by correlation index „ η ”:

$$\eta = \sqrt{1 - \sigma_{\text{res}}^2 / \sigma^2} \quad (17)$$

where η is the correlation index,

σ_{res} is the variance of the differences between the calculated and measured relative global radiation,

σ is the variance of the measured values.

TABLE II
Correlation index values of the linear equations

	Great Plain		Transdanubia		Budapest	
	(11)	(11)+(16)	(12)	(12)+(16)	(13-15)	(13-15)+(16)
January	0.945	0.902	0.886	0.907	0.921	0.879
February	0.914	0.912	0.959	0.973	0.976	0.985
March	0.970	0.973	0.914	0.914	0.964	0.966
April	0.954	0.959	0.908	0.906	0.957	0.961
May	0.927	0.932	0.987	0.981	0.905	0.925
June	0.944	0.948	0.893	0.900	0.933	0.939
July	0.883	0.881	0.867	0.869	0.923	0.934
August	0.969	0.975	0.955	0.954	0.968	0.967
September	0.941	0.939	0.543	0.557	0.893	0.861
October	0.980	0.976	0.934	0.927	0.922	0.879
November	0.949	0.964	0.898	0.928	0.868	0.946
December	0.882	0.890	0.310	0.232	0.975	0.965
Mean	0.938	0.944	0.895	0.908	0.933	0.932

In this investigation the data were grouped according to months. The results obtained by using the quadratic equations are shown in *Table I*. In the first and second columns η values for the Great Plain, in the third and fourth for Transdanubia, in the fifth and sixth for Budapest, in the seventh and eight columns for the whole area of Hungary are listed. The numbers in the brackets denote by which formula the relative global radiation values were calculated. From *Table I* we can conclude that we have sufficiently correct formulas for calculation of the surface global radiation from the cloud coverage. In 16 cases the results were a little worse and in 31 case were better by applying the visibility data as well. Moreover the correlation index values were more similar and homogenous than using only the cloud coverage data. The correlation index values obtained by using the linear formulas are listed in *Table II*. The numbers in the brackets also indicate the number of the formulas used. In the first and second columns there are the results for the Great Plain area, in the third and fourth for Transdanubia, in the fifth and sixth column for Budapest. These results are better than the results using the cloud coverage. The results were worse in 12 cases and better in 24 cases than applying only the relative brightness.

The RMS (Root Mean Square) and BM (Mean Bias) errors were also determined and compared to the most important three models described in the first paragraph. These results are listed in *Table III*. The cloudless, partly cloudy and totally cloudy days were studied separately and the average values were also determined. The RMS and BM errors of the three models are taken from the verification of *Raphael* (1983). The numbers in the brackets also indicate the used formulas. From *Table III* we can conclude that our BM errors are similar in the cloudless and partly cloudy days and they are less in

TABLE III
BM and RMS errors

	B M E				R M S E			
	Cloud-less	Partly cloudy	Totally cloudy	Mean	Cloud-less	Partly cloudy	Totally cloudy	Mean
Tarpley	-2.0	1.9	12.4	0.5	4.1	23.9	34.9	12.2
Gautier	2.6	-3.0	11.7	2.9	4.3	11.9	26.4	8.6
Hay-Hanson	-4.7	11.8	15.9	-3.2	5.8	14.7	25.0	9.8
Hungarian Great Plain								
(1)	0.0	-0.8	-1.1	-0.5	5.5	11.7	19.0	10.2
(1)+(16)	2.2	1.7	-0.4	1.6	5.6	11.4	19.1	10.1
(11)	0.7	-3.7	4.6	0.0	7.8	12.3	26.7	10.1
(11)+(16)	2.9	-1.6	6.1	2.1	6.9	11.8	24.8	9.7
Transdanubia								
(2)	-0.5	-0.9	0.3	-0.6	7.6	13.2	27.3	12.6
(2)+(16)	1.5	1.9	1.0	1.6	6.9	13.1	26.2	12.1
(12)	1.4	-5.8	1.9	-0.3	8.6	14.0	28.7	12.0
(12)+(16)	3.5	-3.0	2.3	1.9	7.9	13.4	27.7	11.3
Budapest								
(3-6)	-1.9	1.0	11.8	1.6	8.2	11.7	27.4	13.5
(3-6)+(16)	0.5	2.8	12.1	3.4	8.2	12.2	26.8	13.3
(13-15)	1.5	1.6	3.8	1.7	9.4	14.2	30.9	12.1
(13-15)+(16)	3.6	2.9	3.9	3.5	9.7	15.4	27.8	12.2
Hungary								
(7-10)	-1.8	-0.9	-1.9	-1.5	6.6	8.9	19.7	9.6
(7-10)+(16)	0.5	1.7	-0.6	0.8	7.0	9.4	20.7	10.1

the totally cloudy days. The RMS errors of our formulas are worse than the other models only in cloudless days and they are similar in the partly and totally cloudy days. After including the visibility data the BM errors were less than using only the cloudy parameters. From the two kinds of verification it can be seen that our formulas are not significantly worse than the three other models.

4. Conclusions

In this work empirical formulas are given to estimate the surface relative global radiation by using METEOSAT analogue paper prints and surface visibility data. First, the connections were determined between the global radiation and two kinds of cloud parameters for the Hungarian Great Plain, Transdanubia, the vicinity of Budapest and for the whole area of Hungary.

It was found that the surface relative global radiation is a quadratic function of the cloud coverage and it is a linear function of the relative brightness. There are significant seasonal variations in the cases of Budapest and the whole area of Hungary in these relations. The seasonal variation can not be determined for the Great Plain and for Transdanubia because of the geographical distribution of the radiation stations.

Further on the atmospheric radiation conditions were also taken into account by using the surface visibility data. The verification of the formulas by the correlation index values, as well as RMS and BM errors indicate that our results are not significantly worse than results obtained by more complicated methods.

REFERENCES

- Gautier, C., Diak, G. and Masse, S., 1980: A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.* 19, 1005–10012.
- Hanson, K., 1976: A new estimate of solar irradiance at the Earth's surface on zonal and global scales. *J. Geoph. Res.* 81, 4435–4443.
- Raphael, C., 1983: Models for estimating solar irradiance at the Earth's surface from satellite data. *Canadian Climate Centre Report* No. 83–1.
- Raschke, E. and Preuss, H. J., 1979: The determination of the solar radiation budget at the Earth's surface from satellite measurements. *Meteorol. Rdsch.* 32, 18–28.
- Rimóczi-Paál, A., 1983: Estimation of global radiation in cloudless days using transmission factors. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B.* 33, 99–105.
- Rimóczi-Paál, A., 1985 a: Determination of surface global radiation from METEOSAT images using relative brightness as new parameter to characterize the cloudiness. *Adv. Space Res.*, in print.
- Rimóczi-Paál, A., 1985 b: Annual variation of relationship between global radiation and cloud coverage using METEOSAT images. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, in print.
- Tarpley, J. D., 1979: Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.* 18, 1172–1181.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám, 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

Effects of the reaction of $N(^2D)$ with O_2 on the production of $O(^1D)$ in a polar cap absorption (PCA) event

VIR SINGH, *Department of Physics University of Roorkee, Roorkee-247 667, India*

Az $N(^2D)$ és az O_2 közötti reakció hatása az $O(^1D)$ keletkezésére erős sarki abszorpció esetén. 1969. november 2-án a Napon erős protonkitörést figyeltek meg. Ezt követően a felső légkörben megnövekedett a 6300 Å hullámhosszú sugárzás-kibocsátás. Kiszámították, hogy a $N(^2D)$ és az O_2 közötti reakció a térfogati emisszió hány százalékát szolgáltatja különböző magasságokban. A számítások kimutatták, hogy 150 km alatt ez a reakció lényeges emisszió-forrás. Relatív intenzitása, amely a tekintett spektrum alacsony energialevegásától függ, 25% és 8% között változik, ha a spektrumot 400 keV-ről 1 keV-ra terjesztjük ki.

✕

Effects of the reaction of $N(^2D)$ with O_2 on the production of $O(^1D)$ in a polar cap absorption (PCA) event. The reaction of $N(^2D)$ with O_2 is taken into account in the volume emission rate profiles of 6300 Å emission for the solar proton event of November 2, 1969. It is found that this reaction is the source of the emission below 150 km. The contribution of this reaction to the total intensity is strongly dependent on the low energy cut-off for the power law spectrum considered. This contribution varies between 25 percent and 8 percent when the spectrum is extended down from 400 keV to 1 keV.

✕

Introduction The polar cap absorption (PCA) events are associated with the energetic fluxes of protons and alpha particles. The ratio of the number of protons to the number of alphas at equal energy varies from 100 to 1 from event to event, so that in the study of PCA events generally only the effects of protons are considered. These proton fluxes give rise to OI and N_2^+ emissions whose intensity depends on the nature of the proton fluxes. The volume emission profiles for the 3914 Å, 5577 Å and 6300 Å emission have been calculated from idealized spectra of PCA particles (Sandford, 1967; Edgar et al. 1975). Argemi (1964) has made the very reasonable suggestion that the 6300 Å emission from atomic oxygen is enhanced considerably due to low energy proton fluxes which have not been observed experimentally. Namely, the $O(^1D)$ level has such a long life time that it could only be excited by particles with energies less than 100 keV. He pointed out the presence of low energy protons as low as 10 keV. The calculation of Edgar et al. (1975) also support this suggestion since they show that if the low energy cut off of the proton spectrum is varied upto 1 keV, a significant change in intensity is obtained.

Previously, it has been shown (Edgar et al., 1975) that the conventional sources of $O(^1D)$ atoms in the PCA are dissociative recombination of O_2^+ and hydrogen and secondary electron impact excitation of atomic oxygen.

However, *Rusch et al.* (1978) have investigated the reaction of $N(^2D)$ with O_2 as a major source of 6300 Å emission in the electron aurora. *Singh and Gerard* (1982) have shown that this reaction is also a source of thermospheric heating. Up to now, the researchers have ignored the contribution of this reaction in the production of $O(^1D)$ in proton aurora. In this paper this reaction is discussed in detail.

1. Excitation of $O(^1D)$ in the polar cap

The excitation of $O(^1D)$ level may result from several processes such as impact excitation of OI by secondary electron and hydrogen atom, dissociative excitation of O_2 via the Schumann Runge continuum, dissociative recombination and the reaction of $N(^2D)$ with O_2 . Out of these processes the first two impact excitation processes have been studied by *Edgar et al.* (1975). The last two reactions are discussed in this paper. These reactions (5 and 13) are shown in *Table I* along with other associated reactions. The production rate of $O(^1D)$ atoms by these reactions can be calculated using the reaction rate coefficients and the secondary electron production rate. The experimental values (*Walls and Dunn*, 1974; *McFarland et al.* 1974; *Frederick and Rusch*, 1977; *Lin and Kaufman*, 1971; *Hays et al.*, 1978; *Smith et al.*, 1978; *Torr*, 1978) of the reaction rate coefficients have been used. The dependence of these rate coefficients upon temperature (*Bates and Dalgarno*, 1962) is ignored in the present calculations.

Reagan et al. (1972) have measured the solar proton differential flux during the November 2, 1969, PCA event. This primary proton flux is approximated by the power law form $A(E_0/E)^m$ where $A=10^3$, $E_0=1.0$ MeV and $m=1.9$ between 0.4 and 20 MeV. For this event *Edgar et al.* (1975) have calculated the production rates of N_2 , O_2 and O^+ ions. The electron production rate $\eta(e)$ is the sum of the rates of production of the individual ions. For the neutral number density the *Jacchia* (1971) model atmosphere is used for 1200 °K exospheric temperature. The total electron density $\eta(e)$ for this solar event is taken from the measurements of *Dean* (1972).

2. Excitation resulting from $N(^2D) + O_2$

If we assume that $O(^1D)$ is created whenever energetically possible, the results of *Kennedy et al.* (1978) imply that the reaction 5 would be 87 percent in producing $O(^1D)$. The production of $N(^2D)$ can result from the reactions 1, 2 and 3 respectively. The dissociation rate $D(N_2)$ of N_2 by electron impact is set equal to the N_2 ionization rate (*Zipf and McLaughlin*, 1978). The branching ratio of 0.6 for the production of $N(^2D)$ by reaction 1 is the minimum value consistent with an analysis of the E-region NO content.

The reactions 4 and 5 are mainly responsible for the loss of $N(^2D)$ and the latter reaction produces $O(^1D)$. In order to estimate the production of $O(^1D)$, the fraction of $N(^2D)$ going into the reaction 5 has been calculated. The fractions F_4 and F_5 for the reactions 4 and 5 are defined as:

$$F_4 = \frac{R_4}{R_4 + R_5} \quad (1)$$

$$F_5 = \frac{R_5}{R_4 + R_5} \quad (2)$$

where R_4 and R_5 are the reaction rates of the reactions 4 and 5, and are given by

$$R_4 = \alpha_4 n(N(^2D)) n(O) \quad (3)$$

$$R_5 = \alpha_5 n(N(^2D)) n(O_2), \quad (4)$$

where α_i are the reaction rate coefficients for the i^{th} reaction (*Table I*). The production rate $R[O(^1D)]$ of $O(^1D)$ by the reaction 5 is calculated under equilibrium conditions as follows:

$$R[O(^1D)] = 0.87 R[N(^2D)] F_5 \quad (5)$$

TABLE I
Reactions and reaction rate coefficients

Reaction		Reaction Rate Coefficient ($\text{cm}^3 \text{sec}^{-1}$)	
1.	$e + N_2 \rightarrow$	$N(^2D) + N(^4S) + e$	Branching Ratio = 0.6
2.	$NO^+ + e \rightarrow$	$N(^2D) + O$	4.3×10^{-7}
3.	$N^+ + O \rightarrow$	$N(^2D) + NO^+$	1.4×10^{-10}
4.	$N(^2D) + O \rightarrow$	$N(^4S) + O$	5.0×10^{-13}
5.	$N(^2D) + O_2 \rightarrow$	$NO + O(^1D, ^3P)$	6.0×10^{-12}
6.	$O(^1D) + N_2 \rightarrow$	$O + N_2$	3.0×10^{-11}
7.	$O^+ + N_2 \rightarrow$	$NO^+ + N$	1.2×10^{-12}
8.	$O^+ + O_2 \rightarrow$	$O_2^+ + O$	1.9×10^{-11}
9.	$N_2^+ + O_2 \rightarrow$	$O_2^+ + N_2$	5.1×10^{-11}
10.	$O_2^+ + N_2 \rightarrow$	$NO^+ + NO$	2.0×10^{-14}
11.	$N_2^+ + O \rightarrow$	$NO^+ + N$	1.4×10^{-10}
12.	$N_2^+ + e \rightarrow$	$N + N$	1.8×10^{-7}
13.	$O_2^+ + e \rightarrow$	$O + O(^1D)$	1.6×10^{-7}
14.	$NO^+ + e \rightarrow$	$N + O$	4.2×10^{-7}

where $R[N(^2D)]$ is the production rate of $N(^2D)$ atoms in the auroral ionosphere. With the help of equations 1, 2, 3 and 4, the equation 5 can be written as:

$$R[O(^1D)] = 0.87 R[N(^2D)] \left[1 + \frac{\alpha_4 n(O)}{\alpha_5 n(O_2)} \right]^{-1} \quad (6)$$

The above procedure is also used to obtain the production rates of other species involved in the calculations. For more detail readers are referred to the work of *Rees et al.*(1967). The $R[N(^2D)]$ can be calculated as:

$$R[N(^2D)] = 0.6 D(N_2) + R(NO^+) \left[1 + \frac{\alpha_{14}}{\alpha_2} \right]^{-1} + R(N_2) \left[1 + \frac{\alpha_9 n(O_2) + \alpha_{11} n(O) + \alpha_{12} n(e)}{\alpha_3 n(O)} \right]^{-1}, \quad (7)$$

where $R(N_2^+)$ is the ionization rate of N_2 . The values of $R(N_2)$ have been taken from the paper of *Edgar et al.*(1975). $R(NO^+)$ is the production rate of NO^+ in the auroral ionosphere. $n(x)$ is the density of neutrals in the atmosphere. Under equilibrium conditions, $R(NO^+)$ can be calculated as:

$$R(NO^+) = \eta(e) \left[\frac{n(O)}{n(m)} \left(1 + \frac{\alpha_8 n(O_2)}{\alpha_7 n(N_2)} \right)^{-1} + \frac{n(O_2)}{n(m)} \left(1 + \frac{\alpha_{13} n(e)}{\alpha_{10} n(N_2)} \right)^{-1} + \right.$$

$$+ \frac{n(N_2)}{n(m)} \left(1 + \frac{\alpha_9 n(O_2) + \alpha_{12} n(e)}{\alpha_{11} n(O)} \right)^{-1}, \quad (8)$$

where $n(m)$ is the total ambient number density. The volume emission rate profile can be written as:

$$V[O(^1D)] = Q R [O(^1D)], \quad (9)$$

where Q is the quenching coefficient. Q can be obtained by the following relation:

$$Q = \frac{A}{A + \alpha n(N_2)}, \quad (10)$$

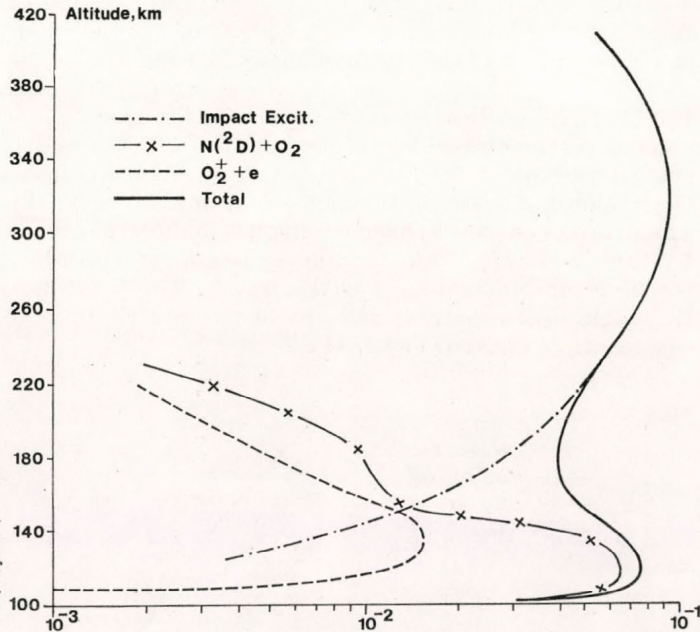


Fig. 1: Volume emission rate profiles of 6300 Å emission due to sources discussed in the text. Low energy cut-off of the power law spectrum is 400 keV.

where A is the Einstein coefficient, α is the reaction rate coefficient and $n(N_2)$ is the number density of nitrogen molecules at a particular height. The recently measured rate coefficient $3 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$ (Hays et al., 1978) is used to calculate the quenching factor, $V[O(^1D)]$ is plotted in Fig. 1.

3. Production of $O(^1D)$ by dissociative Recombination

Reaction 13, dissociative recombination of O^+_2 also produces $O(^1D)$ atoms. In case of electron aurora this reaction has been studied by Rees et al. (1967). The rate at which molecular oxygen ions undergo dissociative recombination can be calculated using equilibrium conditions, by

$$R(O_2) = \eta(e) \left[\frac{n(O_2)}{n(m)} + \frac{n(O)}{n(m)} \left(1 + \frac{\alpha_7 n(N_2)}{\alpha_8 n(O_2)} \right)^{-1} + \frac{n(N_2)}{n(m)} \left(1 + \frac{\alpha_{11} \eta(O) + \alpha_{12} n(e)}{\alpha_9 n(O_2)} \right)^{-1} \right] \times \left(1 + \frac{\alpha_{10} n(N_2)}{\alpha_{13} n(e)} \right)^{-1} \quad (11)$$

The volume emission rate profile is given by

$$V_r[\text{O}(^1\text{D})] = QR(\text{O}_2^+). \quad (12)$$

The values of $V_r[\text{O}(^1\text{D})]$ are plotted in *Fig. 1*.

4. Results and Discussion

Fig. 1 shows the volume emission rate profiles of 6300 Å. The form of the proton spectrum has already been given in the text. Separate contributions from impact excitation of atomic oxygen by hydrogen and secondary electrons, dissociative recombination of O_2 and the reaction of $\text{N}(^2\text{D})$ with O_2 are shown. The volume emission profiles obtained due to impact excitation of atomic oxygen by hydrogen and secondary electrons have been further modified. I have taken the recent measured reaction rate coefficient $3 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$ (Hays et al., 1978) in place of $5 \times 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{ sec}^{-1}$ used by Edgar et al. (1975) to calculate quenching factors. It can be observed from *Fig. 1* that the contribution from the reaction of $\text{N}(^2\text{D})$ with O_2 dominates below 150 km. The dissociative recombination reaction contributes nearly 10 percent to the emission profiles between 150 km and 120 km. Above 150 km these processes do not contribute very much because the number density of O_2 is small compared to that of atomic oxygen. The direct excitation of atomic oxygen by hydrogen and secondary electrons will dominate above 150 km. Below 120 km volume emission rate profiles decrease very fast due to the large quenching of $\text{O}(^1\text{D})$ by N_2 . The total intensity is found about 3 Rayleigh, and nearly 25 percent of the contribution to this intensity is from the reaction of $\text{N}(^2\text{D})$ with O_2 .

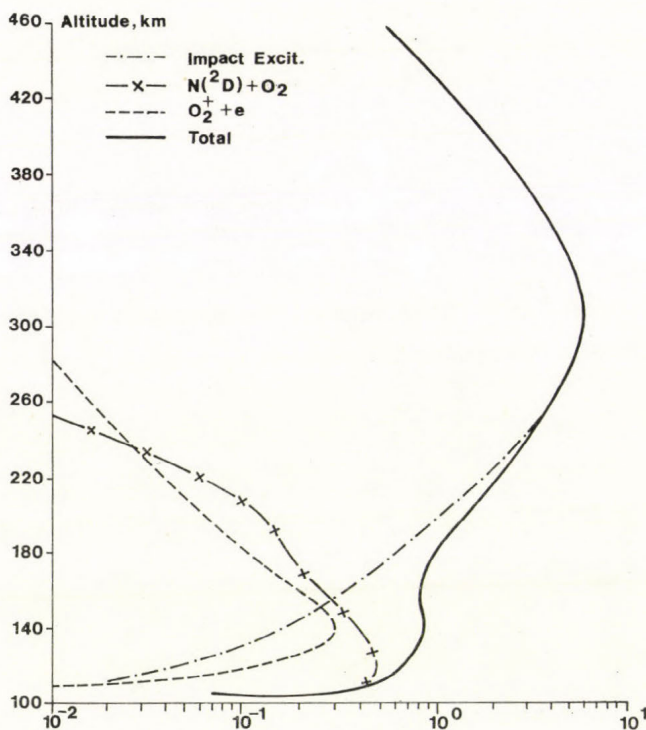


Fig. 2: Volume emission rate profiles of 6300 Å emission due to sources discussed in the text. Low energy cut-off of the powerlaw spectrum is 1 keV.

There is considerable evidence (Mizera et al., 1972) of that there are more particles of less than 400 keV in PCA events than the power law spectrum would indicate. But it is not clear whether these low energy particles are solar cosmic rays or whether they are particles associated with the plasma clouds that give rise to magnetic storms and related phenomena. The presence of these can be confirmed if the height profiles of the first negative bands of nitrogen, the atomic oxygen emission and other emissions are measured. Such an experiment will also provide us with numerous information about many ionospheric reactions involved in the production of optical emissions.

Thus, the possible presence of low energy protons allows to see the effect of the latter on the intensity of these emissions. The volume emission profiles due to impact excitation have been computed by taking all cross sections from the paper of Edger et al. (1975). In these calculations the same form of the proton spectrum is extended down upto 1 keV. Fig. 2. shows the volume emission rate profiles of 6300 Å line for the low energy cut-off value of 1 keV the spectrum. The total intensity is found about 60 Rayleigh. This gives a substantial increase over the results of Fig. 1. The contribution of $N(^2D) + O_2$ is about 8 percent. It is also clear from Fig. 2. that the peak of emission is at about 300 km. The peak of emission at 120 km which is shown in Fig. 1. almost disappeared in Fig. 2. This can be explained on the basis that the low energy protons do not reach lower altitudes where the reaction $N(^2D) + O_2$ is important. Thus, one can conclude that the reaction $N(^2D) + O_2$ can play a significant role only for hard precipitation as shown in Fig. 1. However, for soft precipitation such as in polar cusp this reaction is not important.

Acknowledgements: This work was partly supported by the DRIL grant of the University of Roorkee.

REFERENCES

- Argemi, L. H., 1964: *Ann. Geophys.* 20, 273.
 Bates, D. R. and Dalgarno, A., 1962: In *Atomic and Molecular processes* (Ed. D. R. Bates). Academic Press, New York. p. 245.
 Dean, W. A., 1972: *AFCRL Rept. 72-0474*, p. 291.
 Edgar, B. C., Porter, H. S. and Green, A. E., 1975: *Planet. Space Sci.* 23, 787.
 Frederick, J. E. and Rusch, D. W., 1977: *J. Geophys. Res.* 82, 3509.
 Hays, P. B., Rusch, D. W., Roble, R. G. and Walker, J. C. G., 1978: *Rev. Geophys.* 16, 225.
 Jaccchia, L. G., 1971: *Smithsonian Rept. No. 332*.
 Kennely, J. P., Delgreco, F. P., Caledonia, G. E. and Green, B. D., 1978: *J. Chem. Phys.* 69, 1574.
 Lin, C. L. and Kaufman, F., 1971: *J. Chem. Phys.* 53, 3760.
 McFarland, M., Albritton, D. L., Fehsenfeld, F. C., Ferguson, E. E. and Schemmteckhoff, A. I., 1974: *J. Geophys. Res.* 79, 2925.
 Mizera, P. K., Fennell, J. F. and Blake, J. B., 1972: *J. Geophys. Res.* 77, 4845.
 Reagan, J. B., Imhof, W. L. and Gainer, E. E., 1972: *Proc. COSPAR Symp. Solar Particle Event of November 1969* (Ed. J. C. Ulwick) AFCRL Rept. 72-0474, p. 141.
 Rees, M. H., Walker, J. C. G. and Dalgarno, A., 1967: *Planet. Space Sci.* 15, 1097.
 Rusch, D. W., Gerard, J. C. and Sharp, W. E., 1978: *Geophys. Res. Lett.* 5, 1043.
 Sandford, B. P., 1967: *Space Research VII* (Ed. R. L. Smith-Rose) Amsterdam, North-Holland, p. 836.
 Singh, V. and Gerard, J. C., 1982: *Planet. Space Sci.* 30, 1083.
 Smith, D., Adams, N. G. and Miller, T. M., 1978: *J. Chem. Phys.* 69, 308.
 Torr, D. G. and Torr, M. R., 1978: *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 327.
 Walls, F. I. and Dunn, G. H., 1974: *J. Geophys. Res.* 79, 1911.
 Zipf, E. C. and McLaughlin, R. W., 1978: *Planet. Space Sci.* 26, 449.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám, 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

A sűrűdési réteg vertikális vízgőzátvitelének hatása a csapadékmennyiség eloszlására

JAKUS EMMA, Központi Előrejelző Intézet, H-1675 Budapest, Postafiók 32

The effect of vertical water vapour transport in the planetary boundary layer on the precipitation distribution. The investigation attempts to take into account the effect of the penetrative convection for the purpose of forecasting the amount of non-organized convective precipitation. This mechanism is approximated by the vertical water vapour transport, which penetrates from the surface through the planetary boundary layer. The value of this parameter is determined by computing the divergence of the horizontal water vapour flux at the surface wind field. In addition to the numerical approximation a graphical method is also shown for the analysis of the moist convergence fields. The method is illustrated by case studies. The results prove that the distribution of the non-organized convective precipitation is connected to moist convergence fields and lines at the surface, which have a persistence in time.

✱

A sűrűdési réteg vertikális vízgőzátvitelének hatása a csapadékmennyiség eloszlására. A tanulmány a nem szervezett konvektív csapadék mennyiségi előrejelzésének érdekében, kísérletet tesz az áthatoló konvekció figyelembevételére. Ezt a mechanizmust a sűrűdési rétegen áthatoló vertikális vízgőzátvitel segítségével közelíti, a talajközeli szélmező horizontális vízgőzfluxusa divergenciájának számítása révén. A numerikus közelítésen túl, grafikus módszert mutat be a talajközeli nedves, konvergens területek elemzésére áramvonal analízis segítségével. A kidolgozott eljárás alkalmazását eset-tanulmány illusztrálja. Az analízisekből kitűnik, hogy a nem szervezett konvektív csapadék eloszlása a talajközeli – hosszabb időn keresztül állandósuló – nedves, konvergens területeket, vonalakat tükrözi.

✱

Bevezetés. A mennyiségi csapadék-előrejelzések javítása érdekében eljárást alakítottunk ki (*Bodolainé Jakus Emma, 1977*) a konvekció hatásának számbavételére a potenciális instabilitás alapján. A kidolgozott eljárás a csapadékszínoptikai folyamat diagnosztikai megfontolásaival együttesen alkalmazható. A fenti, korábbi munkában alkalmazott elvek alapján megkíséreltük a csapadék-előrejelzéseknek a konvekció figyelembevételével történő korrekcióját úgy, hogy ún. „tisztá minták” alapján, rövidebb időbeli felbontású adatokat használtunk (*Bodolainé Jakus Emma, 1979*), számottevő javulást azonban nem értünk el.

Az említett vizsgálatok nagy részében tapasztaltuk, hogy konvektív csapadékok esetén a légállapot potenciálisan stabilis vagy indifferens volt. A számítások – az adott koncepción belül – pontosak voltak. A hibákat járulékos tényezőkkel nem magyarázhattuk, ezért arra a következtetésre jutottunk, hogy a nagy, konvektív csapadékmennyiségek létrejöttéhez a potenciális instabilitáson kívül más feltételeket is figyelembe kell venni.

1. A sűrűlési réteg vertikális vízgőztartale

Ismeretes, hogy potenciális instabilitás a szabad légkörben fordul elő. A légállapot azonban instabilissá válhat az alacsonyabb rétegekben lejátszódó folyamatok, például a közeli felmelegedés vagy a kondenzáció szintjén felszabaduló látens hő következtében is. Feltételezésünk szerint a kondenzálódó vízgőzmennyiség módosulásait a talajközeli rétegek vízgőztartalma nagymértékben alakíthatja. A sűrűlési réteg vízgőztartalma több módon kondenzálódhat:

- a) Száraz adiabatikus emelés révén, a hőmérséklet napi menetével párhuzamosan (ez a derült napok felhőképződési mechanizmusa);
- b) Különböző frontális emelő mozgások révén (pl. hideg ék);
- c) A sűrűlési réteg vertikális vízgőztartale következtében.

Az a) mechanizmus önmagában nem vezet nagy csapadékmennyiséghez; a b) mechanizmusok szinoptikus vagy nagy-mezoléptékű modellekkel közelíthetők; ezért a c) mechanizmust célszerű az alábbiakban részletesen elemezni. Ez az utóbbi mechanizmus különösen fontos lehet a nem szervezett csapadékeloszlások kialakításában.

A sűrűlési réteg vertikális vízgőztartale, vagy vízgőzfluxusa kétféle módon növelheti a csapadék mennyiségét:

1. Megnöveli az adott térség horizontális fluxusát, és ezt betáplálja a magasabb rétegek csapadékrealizáló mechanizmusaiba;

2. A vertikális vízgőzfluxus alacsonyabb kondenzációs szinthez vezet, és a nagyobb vízgőzmennyiség kondenzációja révén felszabaduló látens hő az előzőleg stabilis vagy indifferens légállapotot labilizálja. A leírt mechanizmust behatoló konvekciónak is nevezik.

A fenti két mechanizmus hatékonysága azon alapul, hogy a sűrűlési rétegben a legkifejezettebb a konvergencia és legnagyobb a légkör vízgőztartalma.

Tanulmányunkban e mechanizmusok elvi levezetését adjuk, majd a folyamat diagnosztikai leírására grafikus közelítést mutatunk be, amit esettanulmány során alkalmazunk.

Dinamikus meteorológiából ismert, hogy talajszintről a kondenzáció szintjére vagy a sűrűlési réteg tetejére behatoló S_{qr} vertikális nedvességfluxus a következőképpen írható le:

$$S_{qr} = q_r \rho_r w_r, \quad (1)$$

ahol q a specifikus nedvesség, ρ a levegő sűrűsége, w a vertikális sebesség az r index pedig azt jelzi, hogy mindhárom mennyiség a sűrűlési réteg tetejére vonatkozik. A talajon a horizontális nedvesség fluxus divergenciája a következőképpen írható le:

$$S_{qt} = q_t \rho_t \operatorname{div}_t \underline{V}_t, \quad (2)$$

ahol $\operatorname{div}_2 \underline{V}_t = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_t$ a talajközeli áramlás horizontális divergenciája, és a

t index a talajközeli adatokra utal.

Minthogy a sűrűlési réteg tetején levő w_r vertikális sebesség $\operatorname{div}_2 \underline{V}_t$ -vel arányos, és ha a nedvesség nem akkumulálódik az említett rétegben, akkor a kondenzációs szinten felszabaduló L_c látens energia:

$$L_c = S_{qr} + S_{qt}. \quad (3)$$

A talajról induló és a vertikális vízgőzfluxusból eredő nedves konvekció feltétele tehát, hogy $L_c > 0$ legyen. Ha feltételezzük a talajközeli teljes nedvességfluxus vertikális átvitelét akkor

$$L_c = S_{qt}. \quad (4)$$

Ez akkor lehetséges, ha a súrlódási réteg tetején a vertikális sebesség $w_r = 0$. A w_r mennyiség viszont

$$w_r = f(z) - \int_t^r \text{div}_2 \underline{V} dz \quad (5)$$

alakú, ahol $f(z) = (v_t)/(v_r)$ a talajon és a súrlódási réteg tetején a mért szélesebbesség aránya.

(5)-ben $f(z)$ -nek zérustól különböznie kell, azaz a vertikális tömegátvitel feltétele a pozitív vertikális szélnyírás ($\Delta v / \Delta z > 0$). Jelentős talajközeli konvergencia esetén ez a feltétel teljesül.

Dél-Floridában végzett kísérleti hálózati mérések alapján megállapították (*Ułanski és Garstang, 1978*), hogy a felhők alatti rétegben mindig van kicserélődés és a talajközeli konvergencia reprezentatív átlagnak tekinthető a felhőszint alatti rétegben, tehát a vertikális sebesség a súrlódási réteg tetején:

$$w_r = - \int_{z=t}^{z=r} \text{div}_2 \underline{V}_t dz, \quad (6)$$

tehát a talajról induló és a súrlódási réteg tetejét vagy a kondenzációs szintjét elérő vízgőzfluxus

$$S_{qr} = \int_t^r S_{qt} \quad (7)$$

azaz, ha $q \sim 1$, akkor

$$S_{qr} = - \int_t^r q_t \text{div}_2 \underline{V}_t dz \quad (8)$$

A (8) egyenletben q_t integrálja adja meg a kihullható vízmennyiséget p koordináta-rendszerben, a talaj és a kondenzáció szintje között. Ha a felhőalapot 600 m-nek vesszük (ami nyáron, nedves labilis zivatarok esetén gyakori), akkor 600 m \sim 940 mb-nak felel meg. Tehát a talajszinttől a felhőalapig a kihullható vízmennyiség

$$w_p = \frac{1}{g} \int_t^r q_t dp, \quad (9)$$

amely közelítőleg

$$[w_p]_t^r \approx 0,001 \cdot q_t \cdot \Delta p \quad (10)$$

illetve

$$[w_p]_t^r \approx 0,06 q_t$$

Ha a (8) egyenletben $\text{div}_2 \underline{V}_t$ differencia hányadosokkal közelítjük, akkor

$$w_r = -\Delta z (\Delta u / \Delta x + \Delta v / \Delta y)_t \quad (11)$$

figyelembevételével, hogy $z = t$ -től r -ig $\Delta z = 600$ m, tehát

$$w_r = -600 (\Delta u / \Delta x + \Delta v / \Delta y)_t, \quad (12)$$

ahol u és v a \underline{V} sebesség vektor x illetve y irányú komponensei. A talajról induló és a kondenzáció szintjére behatoló vertikális vízgőzfluxus közelítő értéke tehát

$$S_{qr} \approx -600 (\Delta u / \Delta x + \Delta v / \Delta y) \cdot [w_p]_t^r. \quad (13)$$

A vízgőzfluxust cm-ben kifejezve, $10^{-5} \cdot 1/\text{sec}$ nagyságrendű akkor divergencia esetén a munkaformula az alábbi:

$$S_{qr} \approx -0,04 q_t (\Delta u / \Delta x + \Delta v / \Delta y)_t \quad (14)$$

(14) azonban nem csak a vízgőzfluxust adja meg, hanem (3) értelmében a kondenzációs szintjén felszabaduló látens hőenergiára is utal. Ha ugyanis $S_{qr} > 0$, akkor L_c szintén > 0 , ami a meglévő potenciális instabilitást fokozza, illetve a nedves indifferens rétegződést instabilitásba viszi át, sőt más kedvező feltételek esetén a nem túl erős potenciális stabilitást is labilizálhatja. S_{qr} értékeinek kiszámításával tehát a korábban levezetett konvektív korrekció (*Badolainé Jakus Emma 1977*) alkalmazásának eldöntéséhez is segítséget kapunk.

A (14) közelítő formula nagyon egyszerű, a mindennapi gyakorlatban azonban nowcasting célra csak akkor alkalmazható, ha a talajközeli megfigyelések közvetlenül számítógépbe vihetők. A szélesebb komponensek kézi számítása és analízise nagyon munkaigényes, ezért ha a talajról induló vízgőzfluxus hatását a napi gyakorlatban a csapadék-előrejelzések és az instabilitás pontosítása érdekében figyelembe akarjuk venni, akkor további egyszerűsítő feltevéseket kell tenni.

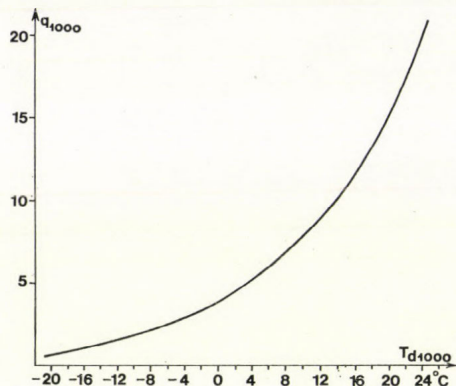
2. Grafikus eljárás a vertikális vízgőz számbavételére

A (14) formulából nyilvánvaló a talajközeli áramlás konvergenciájának szerepe a nedvesség vertikális átvitelében és a labilizálódás fokozódásában. A talajközeli áramlási vergencia és a csapadékinzultitás közötti kapcsolatot már korábbi csapadékszínoptikai tanulmányokban is bizonyítottuk (*Bodalainé Jakus Emma, 1963; Bodolai István – Bodolainé Jakus Emma, 1969*). Az utóbbiban a talajközeli áramlás konvergencia vonalai és a konvektív, valamint nem konvektív csapadék tér- és időbeli változásai közötti összefüggést vizsgáltuk. Kimutattuk többek között, hogy a konvergencia vonalak mentén a záporok, zivatarok kitörése előtt 2–3 órával a konvergencia értéke jelentősen megnő, így az ultra-rövidtávú zivatar-előrejelzés prediktoraként tekinthető.

Ezt az eredményünket a már korábban idézett, *Ulanski és Garstang, (1978)* tanulmány is megerősíti. A szerzők szintén kimutatták, mégpedig 5 percnként számított talajközeli vergencia mezők alapján, hogy a maximális csapadékot a konvergencia maximuma két órával előzi meg. Sőt lineáris regresszióval bizonyították, hogy az előkészítő talajközeli konvergencia

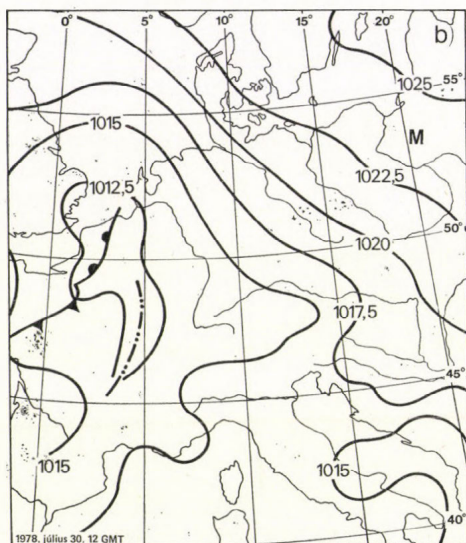
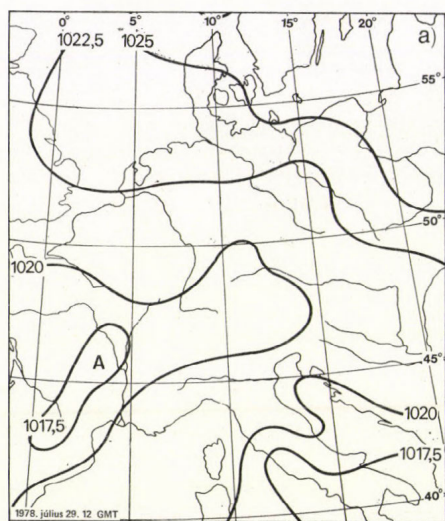
tartamának növekedésével az adott pontban várható csapadék mennyisége arányosan nő.

A csapadékfolyamatokat feltáró említett tanulmányok eredményei arra készítettek, hogy a talajközeli áramlási mező konfigurációit részletesen elemezzük. Ismeretes, hogy a talajközeli áramlási mezőben a frontok konvergencia vonalain kívül, a súrlódás és az ageosztrofikus mozgások következtében,



1. ábra : Összefüggés a harmatpont és a specifikus nedvesség (g/kg) között az 1000 mbar-os szinten

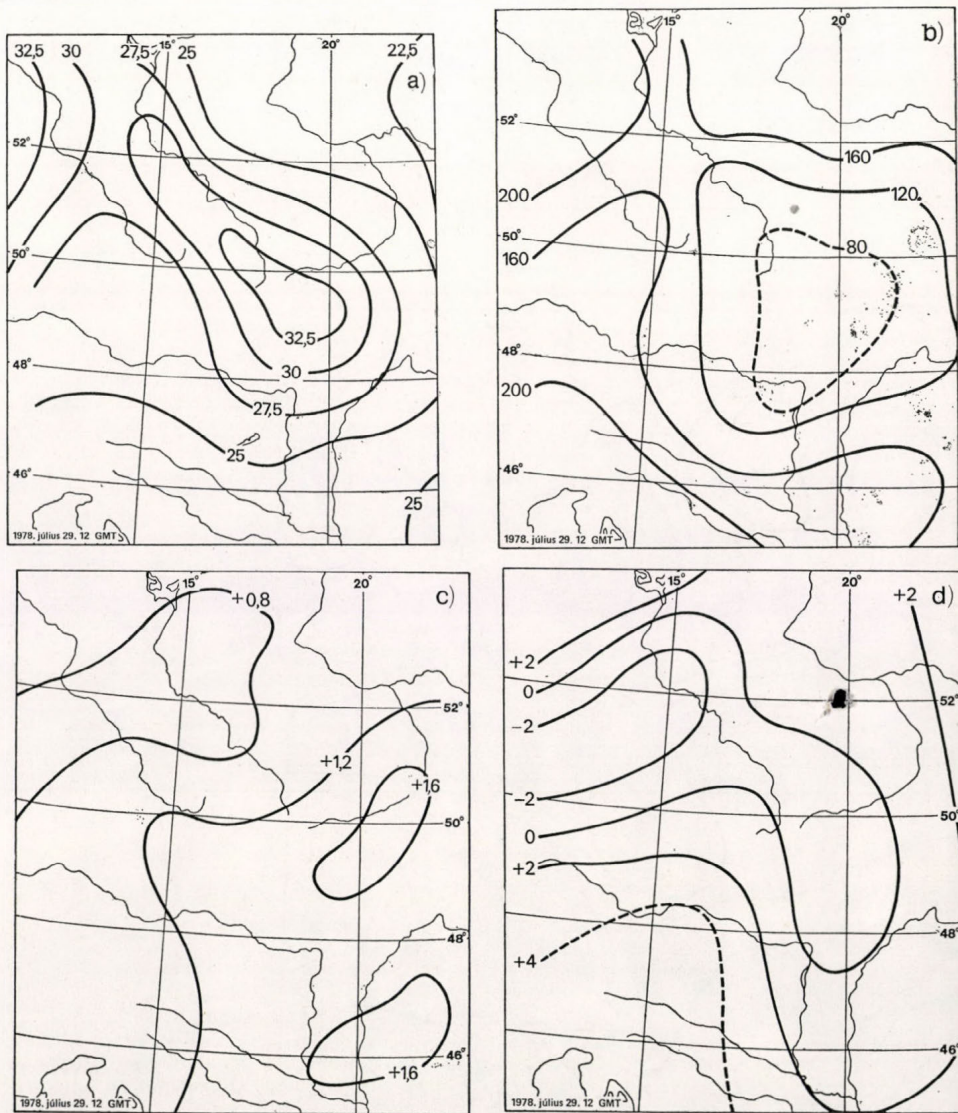
hosszabb-rövidebb ideig határozott konvergens vagy divergens területek, konvergencia vagy divergencia vonalak alakulnak ki. Megfelelő méretarányú térképeken, a viszonylag sűrű talajközeli állomáshálózat széladataiból az áramlási vonalak megszerkesztése egyszerű feladat. Az áramvonalanalízisek alapján kijelölhetők a konvergencia vonalak, a konvergens áramlás elválasztható a lamináris áramlástól. Ha az áramlási mezőben a konvergencia vonal jól definiálható, akkor annak egyes véges szakaszaira feltételezhető, hogy



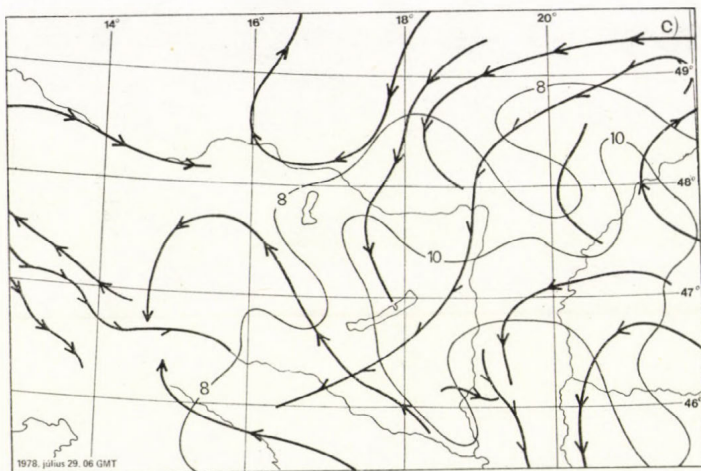
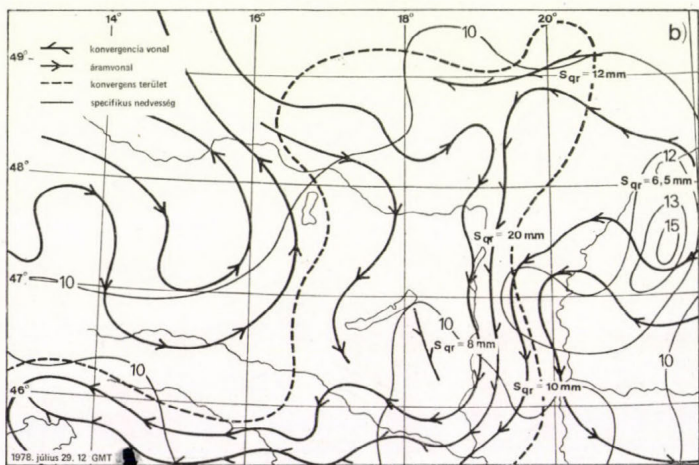
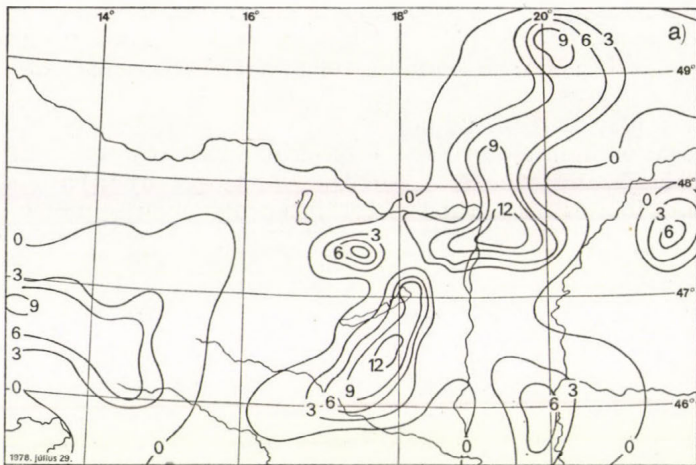
2. ábra : A talajközeli szinoptikus helyzet a) 1978. július 29-én és b) 30-án

$\Delta v/\Delta y \approx 0$, így csak a szélesség u komponenseinek meghatározása szükséges. A talajközeli harmatpontokból egyszerűen számítható a megfelelő specifikus nedvesség. Az 1. ábrán közölt grafikon segítségével a harmatpont analízisei egyszerűen átszámozhatók.

A fent leírt analízisek alapján egy-egy konvergencia vonalon 4–5 pontot felvéve letapogatható a vonalmenti vertikális vízgőzfluxus intenzitás változása. Ezek a diagnosztikai számítások és analízisek segítséget nyújthatnak a várható konvektív aktivitás és a csapadékos területek helyének a kijelölésében.



3. ábra: a) A potenciálisan kihullható vízmennyiség (mm); b) a dinamikus telítési hiány (gpm), a szaggatott vonal telítésközi állapotot jelöl; c) a vertikális sebesség (gpm/12 óra); d) a Shewalter-féle instabilitási index

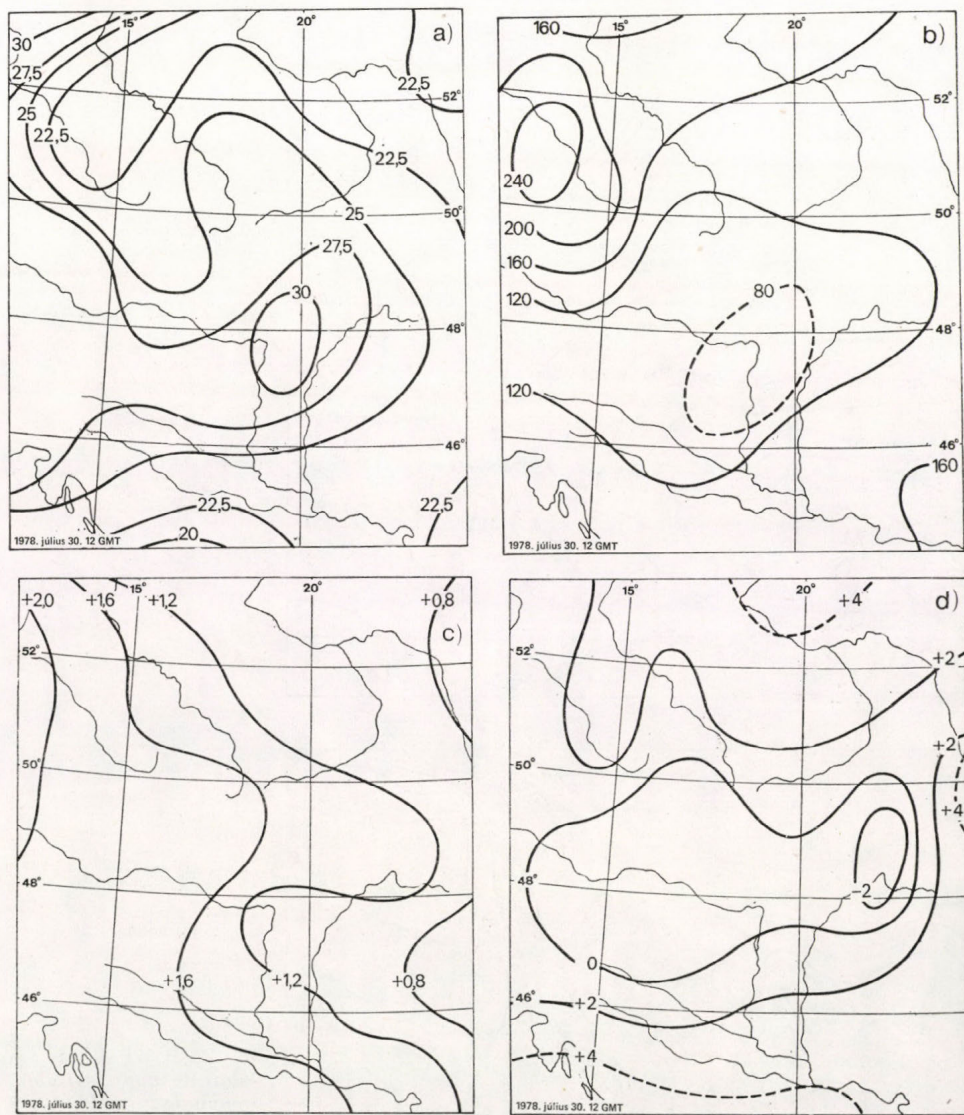


4. ábra: a) A 24 óra alatt lehullott csapadékmennyiség (mm); b) és c) a taljközeli áramlási mező és a talajmenti specifikus nedvesség (g/kg) 1978. július 29-én

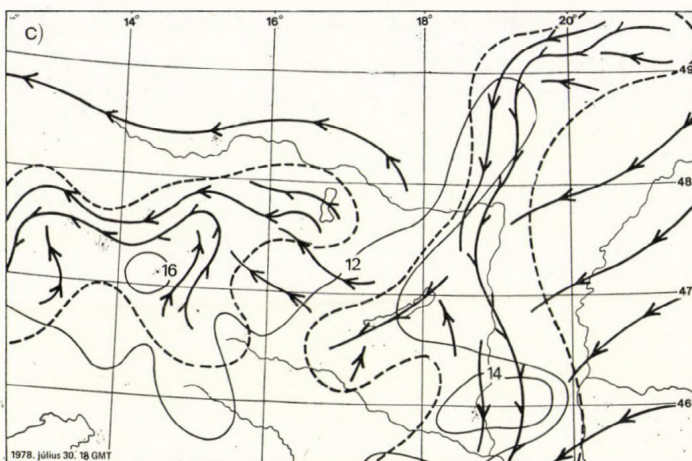
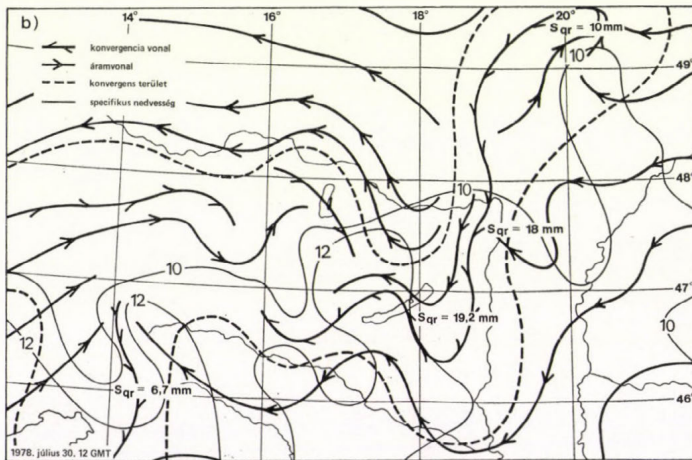
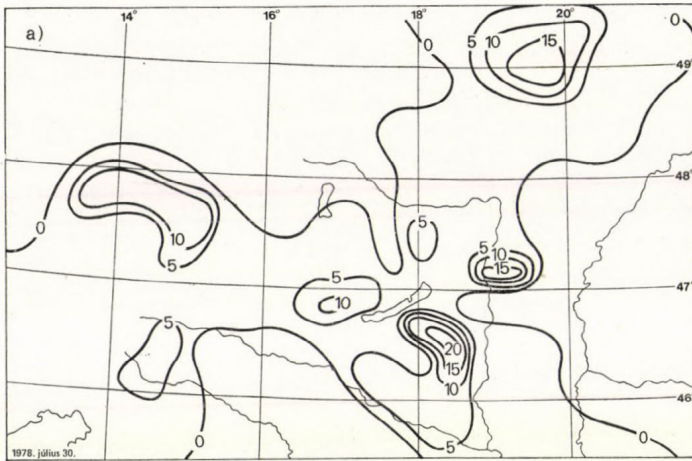
Az ismertett analízis eljárás az előrejelzésben különösen akkor válik hasznossá, amikor nagyléptékű csapadékos objektumok, határozott frontok, meleg szektoron belüli nedves szállítószalagok vagy mezo-léptékű instabilitási vonalak nem fordulnak elő az időjárási térképén.

3. A csapadéktevékenység 1978. július 29–30-án

A vizsgált szinoptikus helyzetben, 1978. július 29-én és 30-án, az általános időjárási képet nagy kelet-európai anticiklon jellemezte.



5. ábra : a) A potenciálisan kihullható vízmennyiség (mm); b) a dinamikus telítési hiány (gpm, a szaggatott vonal telítésközel állapottot jelöl); c) a vertikális sebesség (gpm/12 óra); d) az instabilitási indexek 1978. július 30-án



6. ábra: a) A 24 óra alatt lehullott csapadékmennyiség (mm); b) és c) a talajközeli áramlási mező és a talajmenti specifikus nedvesség (g/kg) 1978. július 30-án

A 2. ábrán a szóbanforgó helyzet talajközeli mezejét mutatjuk be 12 GMT órakor. A 2. ábrának megfelelően július 29-én 12 GMT órakor a csapadékot meghatározó potenciálisan kihullható vízmennyiség (3a. ábra), dinamikus telítési hiány (3b. ábra), vertikális sebesség (3c. ábra) és az instabilitás (3d. ábra) eloszlása szemben az „ártatlan” talajközeli anticiklonális mezővel már konvektív jellegű csapadék lehetőségére utal. A várható csapadék területi kiterjedését azonban nagyobb régióban szórta formában engedi meg. A 4a. ábrán látható, július 29-re vonatkozó 24-órás csapadékeloszlás viszont meghatározott vonalba rendezett csapadéktevékenységre utal.

A csapadékeloszlást a 4b. ábra talajközeli áramvonal és nedvesség analízisével egybevetve a konvergencia vonal közelítőleg megfelel a maximális csapadék mennyiség tengelyének, a konvergencia terület határa és a nagy specifikus nedvesség a csapadékos terület határainak. A konvergencia vonal mentén néhány pontban feltüntettük a vertikális vízgőzfluxus értékeit is. Nyilvánvalóan az erősebb konvergencia zónáiban kaptuk a nagyobb értékeket. A fenti elemzésekhez kiegészítésül megemlítjük, hogy a 4b. ábrán látható konvergencia vonal már a 06 GMT órás talajközeli áramlási mezőben analizálható volt (lásd 4c. ábrát), majd állandósult az egész nap folyamán. Az itt bemutatásra nem kerülő 00 GMT órás adatokból számolt csapadékmeghatározó paraméterek ugyanakkor a bemutatottakhoz hasonlítva (lásd 2–3. ábrát), kedvezőtlenebb csapadékszinoptikai szituációra utaltak. Ez a helyzet a délben kiadott prognózisokban is tükröződött. Elszórt záporokat prognosztizáltunk a Duna vízgyűjtőjére, 1–2 mm-es területi átlaggal. A tényleges csapadékeloszlás azonban nem a nagytérségű paramétereknek, hanem a súrlódási réteg konvergenciájának és nedvesség fluxusának felelt meg.

A következő nap, 1978. július 30-án a szinoptikus helyzet az előzőhöz csaknem hasonló. A 2b. ábrán láthatóan a talajközeli szinoptikus helyzet a Kárpát-medence térségében csaknem változatlan. Az 5a–c. ábrából kitűnik, hogy a potenciálisan kihullható vízmennyiség, a telítési viszonyok és a vertikális feláramlás néhány területen kissé kedvezőtlenebb feltételeket nyújtanak nagyobb csapadékmennyiség kialakulására. Az 5d. ábra szerint viszont a potenciális instabilitás az előző naphoz képest intenzívebb lett, tehát a várható csapadékmennyiséget a konvekció megnövelheti. A találozási modell alapján az egész Duna és Tisza vízgyűjtő területére jeleztünk előre szórt záporokat és zivatarokat, 2 és 9 mm közötti területi csapadék-átlagokkal. A legnagyobb értékeket a Bécsi-medencére, Baranyára és a Duna-Tisza köze déli részére számoltuk. A tényleges csapadékeloszlás viszont (6a. ábra) azt mutatja, hogy a maximális csapadékmennyiségek tengelye csaknem NNE-SSW irányban helyezkedett el. Ha a csapadékeloszlást egybevetjük a 6b. ábrán feltüntetett áramvonal és nedvesség analízisekkel, akkor ismételen kitűnik a csapadékmező elrendeződése a talajközeli konvergencia kép körül.

A bemutatott konvergencia mező időben ismét állandósult, a 6c. ábra szerint 18 GMT órakor még fennállt; a maximális vertikális vízgőzfluxus a Duna-Tisza közén és Baranya térségében alakult ki, ami a csapadéktérkép megfelelő helyén is tükröződik.

Elemzéseink alapján hangsúlyozni kívánjuk a következőket:

1. A vertikális vízgőzfluxus számításba vételének fentiekben bemutatott diagnosztikája segítséget nyújt a várható konvektív aktivitás helyének és intenzívebb szakaszainak kijelöléséhez.

2. Megfelelő számítástechnikai háttér biztosításával a módszer objektívizálható, a (14) formula könnyen számítható, illetve pontosítható, ha az (5) egyenletnél alkalmazott egyszerűsítő feltevéseket felülvizsgáljuk, és megfelelő szigorítást alkalmazunk, különösen a vertikális szélnyírást illetően.

IRODALOM

- Bodolai Emma, 1963: Die Auswirkung der von der Reibung herrührenden vertikalen Geschwindigkeiten auf die räumliche und zeitliche Verteilung des frontalen Niederschlages. In: Einfluss der Karpaten auf die Witterungserscheinungen. Akadémiai Kiadó, Budapest, 27–36.*
- Bodolainé Jakus Emma, 1977: A találkozási modellel előrejelzett csapadékmennyiség módosítása konvekciós paraméter segítségével. Az OVH számára benyújtott kutatási jelentés.*
- Bodolainé Jakus Emma, 1979: Operatív hidrológiai célú mennyiségi csapadékelőrejelzésekben alkalmazott módszerek értékelése és módosítása. Az OVH számára benyújtott kutatási jelentés.*
- Bodolai István – Jakus Emma, 1969: Some meso-scale particularities in the pattern of cyclonal precipitations. Időjárás 73, 5, 257–264.*
- S. L. Ulanski and M. Garstang, 1978: The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part. I. Journal of the Atmospheric Sciences 35, 6, 1047–1062.*
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám, 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

Éghajlati jellemzők az emelési kondenzáció szintjén Budapest fölött

CSEH SÁNDOR, Tanítóképző Főiskola, 9002 Győr, Pf. 204

Climatic characteristics at the lifted condensation level over Budapest. The mean, extreme and frequency values, as well as the diurnal and annual variations of the pressure, temperature, relative humidity and dewpoint temperature are analysed at the surface and at the lifted condensation level (LCL). Differences and interactions of these elements between the two levels are discussed. Data are taken from the aerological measurements carried out at Budapest-Pestlőrinc four times a day from 1971 to 1975. Processes between the two levels are supposed to be reversible and adiabatic. It is concluded that the temperature and pressure values determined for the LCL are suitable for characterizing the water vapour content of the wet air, they permit the evaluation of the height and temperature at the cloud base.

✱

Éghajlati jellemzők az emelési kondenzáció szintjén Budapest fölött. A szerző a légnyomás, a hőmérséklet, a relatív nedvesség, a harmatpont és a harmatpontdepresszió átlag-, szélső- és gyakorisági értékeit, napi és évi menetét, ingását elemzi a felszínnél és az emelési kondenzáció szintjén. Tárgyalja a felsorolt elemek két szint közötti különbségét és kölcsönhatását. Az éghajlati jellemzőket a Budapest-Pestlőrincen 1971–1975 közötti öt évben a napi négy főterminusban végzett mérésekből határozza meg. A két vizsgált szint között végbemenő folyamatok során reverzibilis, adiabatikus állapotváltozást tételez fel. Megállapítja, hogy az emelési kondenzáció szintjére meghatározott hőmérséklet és nyomásértékek alkalmasak a nedves levegő vízgőztartalmának jellemzésére, és alapul szolgálnak a felhőalap magasságának és hőmérsékletének meghatározásához.

✱

Bevezetés. A nedves levegő vízgőztartalmának jellemzésére a meteorológiában sokféle karakterisztika használatos (Péczely, 1979). Ezek közé tartozik a nyomás és a hőmérséklet értéke a kondenzáció szintjén. Ez azon fizikai tényen alapul, hogy a hőmérséklet csökkenésével a rendszer térfogata, s ezzel együtt gőzbefogadó-képessége is csökken, majd – meghatározott állapotban – telítettség következik be. A telítettség eléréséhez vezető feltételek a légkörben – a különböző mechanikus emelőmozgások, ill. felszálló légmozgások következményeként – gyakran teljesülnek. Feltételezhetjük, hogy a telítetlen nedves levegő felszálló mozgása során az állapotváltozások reverzibilisek, adiabatikusak, és így a termodinamika I. főtétele szerint az expanzió szakaszában a tágulási munkát a rendszer belső energiája fedezi. Ennek következtében a telítetlen nedves levegő hőmérséklete és telítési gőznyomása csökken.

Azt a pontot, ahol a folyamat során az állandó keverési arányú (r_0) telítetlen nedves levegő telítetté válik, azaz, ahol a pillanatnyi gőznyomás az adott ponthoz tartozó telítési gőznyomás értékével megegyezik, kondenzációs pontnak nevezzük.

Az e ponthoz rendelt szintet emelési kondenzációs szintnek nevezik (LCL: *Lifted Condensation Level*), amelynek nyomása (p_c) és hőmérséklete (T_c) a felhőalap jellemzésére is szolgál. A folyamat során $dp=0$, $de<0$ és $dr=0$.

A feltételeket matematikai formában megfogalmazva az LCL paramétereinek közti kapcsolatokat az (1) és (2) egyértelműen kifejezi:

$$\ln T - \frac{R_d + r_0 R_v}{c_{pd} + r_0 c_{pv}} \ln p = \text{const}, \quad (1)$$

$$\frac{r_0 R_v}{R_d + r_0 R_v} p_c = e_s(T_c). \quad (2)$$

R_d – száraz levegő specifikus gázállandója,

R_v – vízgőz specifikus gázállandója,

c_{pd} – száraz levegő specifikus fajhője,

c_{pv} – vízgőz specifikus fajhője,

e_s – telítési gőznyomás.

Az (1), (2) egyenletekből látható, hogy adott p_0 , T_0 kezdeti feltételek esetén a p_c és T_c a rendszer keverési arányának értékétől függ, azaz a p_c , T_c közvetett nedvességi paraméternek tekinthető.

A kondenzációs szint meghatározására az (1), (2) egyenletrendszer megoldásán kívül többféle lehetőség van. A termodinamikai diagramon a telítetlen állapotban levő nedves levegő reverzibilis állapotváltozása a száraz adiabata mentén, az emelkedő levegő harmatpontjának változása pedig az izogram mentén történik. Mivel a száraz adiabata dőlésszöge nagyobb az izogram dőlésénél, ezért a metszéspontjuk létezik és ez reprezentálja az LCL-t.

Az LCL magassága (h_c) a T , z rendszerben:

$$h_c = \frac{T - T_d}{\Gamma_d + \frac{dT_d}{dz}} \approx 120 (T - T_d) \text{ (méter)} \quad (3)$$

T_d – a nedves levegő harmatpontja 1000 mbar-on,

Γ_d – száraz adiabatikus vertikális hőmérsékleti gradiens.

Az LCL nyomása (p_c) a T , p rendszerben:

$$p_c = \frac{T - T_d}{\frac{R_d}{c_{pd}} \frac{T}{p} - C \frac{T_d^2}{p}}, \quad (4)$$

ahol C – állandó értéke $1,844 \cdot 10^{-4}$ (Götz, 1978, 1979).

1. A feldolgozás adatanyaga és módszere

A kondenzációs szint paramétereinek vizsgálatára a Budapest-Pestlőrincen az 1971–1975 közötti öt évben, a talaj közelében, a napi négy főterminusban, közép-európai idő (GMT) szerint 00, 06, 12, 18 órakor végzett mérések adatsorozata szolgált. A talajközeli mérések adatait az 1000 mbar-os szintre transzformáltuk, a vizsgálat során ezt tekintettük kiindulási szintnek. A kondenzációs szintjére jellemző paraméterek meghatározása az (1) és (2) formulával történt. Az egyenletrendszer megoldására a Newton-féle közelítő eljárást alkalmaztuk. Az 1000 mbar-os szint nyomás- (p_0), hőmérséklet- (T_0) és har-

matpont- (T_d) adataiból határoztuk meg a klimatológiai jellemzőket a kondenzáció szintjére.

2. A légnyomás és relatív nedvesség napi és évi menete 1000 mbar-on és az emelési kondenzáció szintjén

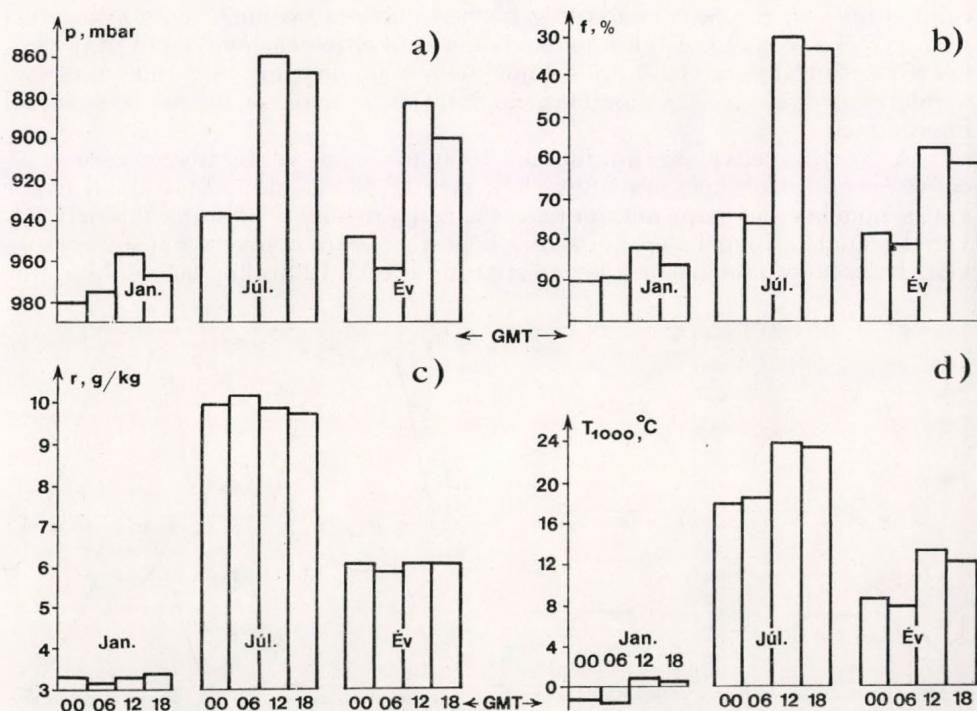
Napi menet. A légnyomás napi változásait, jellegzetességeit a kondenzáció szintjén az 1a ábra szemlélteti. A napi minimumok egész évben 12 órakor, a napi maximumok a téli hónapokban 0 órakor, a nyári hónapokban pedig reggel 6 órakor figyelhetők meg. A napi átlagos ingást az I. táblázat tartalmazza.

I. TÁBLÁZAT

A nyomás átlagos napi ingása az emelési kondenzáció szintjén

	J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
Ingás, mbar	21	37	61	84	89	87	87	92	104	88	50	24

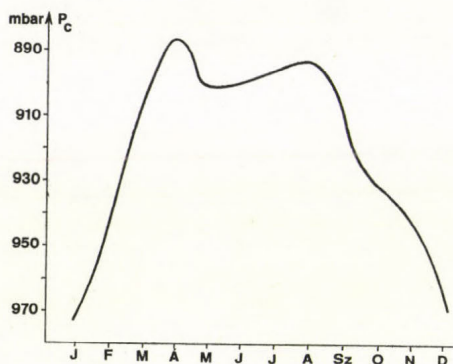
A kiindulás szintjén, tehát 1000 mbar-on, a relatív nedvesség napi menete közel párhuzamos a nyomásnak a kondenzáció szintjén mutatkozó napi menetével, azaz a relatív nedvesség napi szélső értékei az 1000 mbar-on ugyanabban az időpontban figyelhetők meg, mint a nyomás szélső értékei a kondenzáció szintjén (1b ábra). A relatív nedvesség közvetett nedvességi karakterisztika, a nedves levegő a telítettségtől való eltérésének mértékét fejezi ki. Ha a relatív nedvesség magas, a nedves levegő közel van a telítődéshez,



1. ábra: A légnyomás a kondenzáció szintjén (a), valamint a nedvesség (b), a keverési arány (c) és a hőmérséklet (d) 1000 mb-on; Budapest, 1971–1975

azaz rövid emelkedés után telítetté válik. Ha a relatív nedvesség alacsony, a légrézecskenek hosszú utat kell megtennie a telítettségig. A megtett út nagysága fordítva arányos a kondenzáció szintjén lévő nyomás nagyságával.

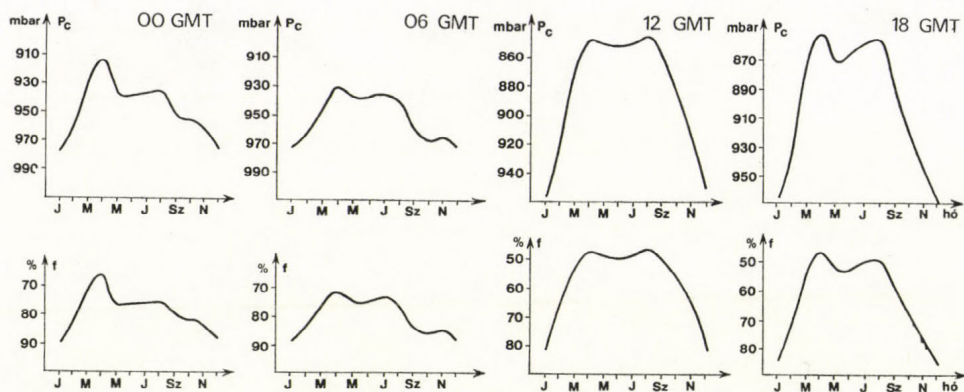
A relatív nedvesség maximuma 1000 mbar-on júliusban reggel hat órákor van. Az erőteljes reggeli párolgás következtében ugyanis nyáron, reggel 6 órákor a tényleges nedvességtartalom már megnő, így – bár a hőmérséklet is magasabb, mint 0 órákor volt – a nedves levegő közelebb kerül a telítettséghez, és ugyanekkor az LCL-en a nyomás is maximumot mutat.



2. ábra: A nyomás napi átlagokból meghatározott évi menete a kondenzáció szintjén. Budapest-Pestlőrinc, 1971 – 1975

Januárban a kiindulási szinten a hőmérséklet reggel 6 órákor alacsonyabb, mint 0 órákor, a relatív nedvesség közben mégsem nő meg, mert a keverési arány értéke csökken. A téli hónapokban a napkelte csak jóval 6 óra után van, így a vízgőzutánpótlással 6 órákor még nem számolhatunk, így 1000 mbar-on a relatív nedvesség és a kondenzáció szintjén a nyomás 0 órákor veszi fel maximumát.

A relatív nedvesség minimuma 1000 mbar-on – természetesen – egész évben 12 órákor van, ugyanis a megfigyelések időpontjai közül ekkor van a hőmérséklet napi maximuma, sőt a nyári hónapokban az intenzív keveredés miatt a reggel 6 órai értékhez képest 12 órára a keverési arány is csökken. Igaz, hogy januárban a keverési arány értéke 12 órákor magasabb, mint



3. ábra: A nyomás és a relatív nedvesség évi menete a főterminusokban. Budapest-Pestlőrinc, 1971 – 1975

reggel 6-kor, de ez a hőmérséklet emelkedésének hatását nem kompenzálja, tehát az egész év folyamán, télen is, 12 órakor van minimuma a kiindulás szintjén a relatív nedvességnek és az LCL-en a nyomásnak (1c ábra).

Az 1d ábra alapján megállapítható, hogy a kiindulás szintjén a hőmérséklet 18 órakor alacsonyabb, mint 12-kor. A keverési arány viszonylagos állandósága esetén a nedves levegő tehát 12-ről 18 órára a telítéshez közelebb kerül, ennek megfelelően itt a relatív nedvesség, az LCL-en pedig a nyomás megnő.

Adott nedvességtartalmú levegő esetén a relatív nedvesség változása

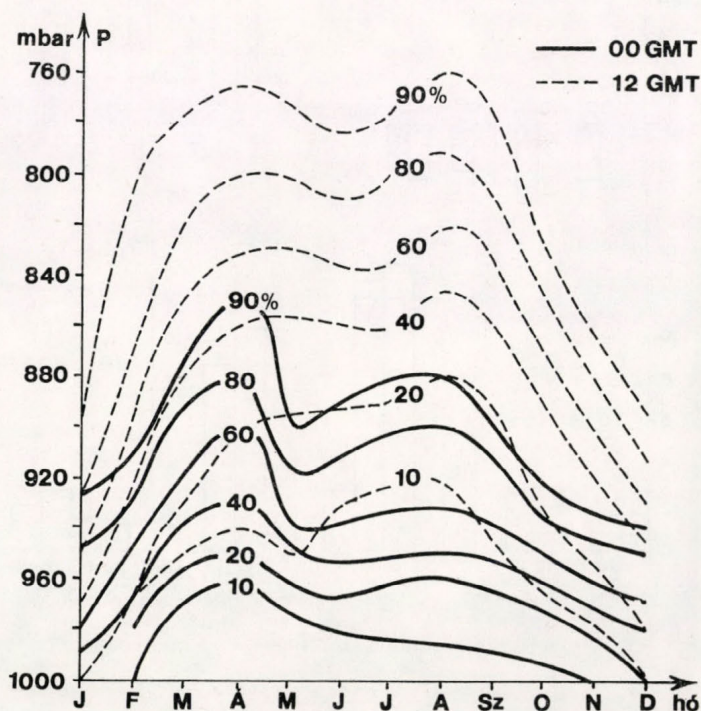
II. TÁBLÁZAT

Az emelési kondenzáció szintjének abszolút és relatív gyakorisága 1000 mbar-on vagy ez alatt, 00 és 12 órakor

Időpont	Eset-szám	J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
00 GMT	N	45	16	3	2	—	—	—	—	2	5	13	30
	%	29	10.6	1.9	1.3	—	—	—	—	1.3	3.2	8.6	19.9
12 GMT	N	24	3	—	—	—	—	—	—	1	2	3	19
	%	15	1.9	—	—	—	—	—	—	0.6	1.3	1.9	12.2

a harmatpont-depresszió ellentétes irányú változását vonja maga után, tehát a kondenzáció szintjén a nyomás napi menete fordítottja a harmatpont-depresszió 1000 mbar-on kialakuló napi menetének.

Évi menet. A nyomás évi menete a kondenzáció szintjén a napi átlagértékek alapján kettős minimumot mutat, áprilisban és augusztusban, és ugyancsak kettős maximumot, decemberben és januárban (2. ábra). A főterminusokban észlelt nyomásértékek alapján számított évi menet görbéje a napi átlagokból



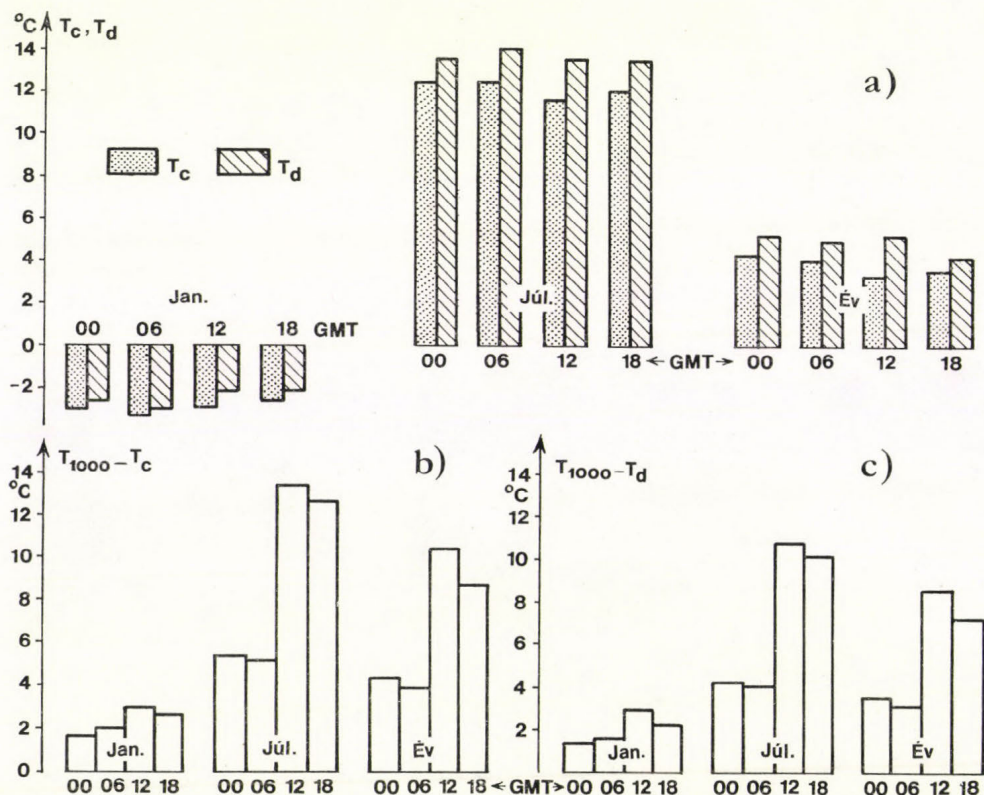
4. ábra: A különböző nyomásértékek előfordulási gyakorisága a kondenzáció szintjén 00 és 12 órakor. Budapest-Pestlőrinc, 1971–1975

számítottal azonos jellegű (3. ábra). A kondenzáció szintjén a nyomás decemberi, ill. januári maximuma egyben azt is jelenti, hogy ekkor e szint viszonylag „közel” van a talajhoz. Az LCL 1000 mbar-on, ill. ennél alacsonyabban történő elhelyezkedésének gyakoriságát a II. táblázat tartalmazza.

A nedves levegő télen már a kiindulás szintjén, ill. ez alatt eléri harmatpontját, nedvessége kicsapódik, s az így létrejött vízcseppek, jég szemek vagy hókristályok, hosszabb-rövidebb ideig a levegőben lebegve, ködöt okoznak.

A 3. ábráról leolvasható, hogy – a napi menethez hasonlóan – 1000 mbar-on a relatív nedvesség és a kondenzáció szintjén a légnyomás évi menetének görbéje közel párhuzamos. A téli hónapokban mindkét elemnek a megfelelő szinten maximuma van (a 12 órai kivételével).

A kiindulás szintjén a relatív nedvességnek áprilisban abszolút, augusztusban másodminimuma van, tehát a kondenzáció szintjén a nyomásnak is ekkor van a minimuma. A 4. ábrán bemutatott görbékről a kondenzáció szintjén előforduló nyomásértékek gyakorisági értékei olvashatók le. 0 órakor az adatok 29 százaléka 925, 13 százaléka 900 mbar felett, 16 százaléka pedig a 925 és 900 mbar között van. Ez is alátámasztja azt, hogy a 925 mbar felületet standard izobárfelületként indokolt bevezetni.



5. ábra: Napi menetek. a) a hőmérséklet a kondenzáció szintjén (T_c) és a harmatponthőmérséklet (T_d) 1000 mbar-on, b) az 1000 mbar és a kondenzáció szintje közötti hőmérsékletkülönbség, c) a harmatpontdepresszió 1000 mbar-on. Budapest-Pestlőrinc, 1971–1975

3. A hőmérséklet a kondenzáció szintjén, a harmatpont és a harmatpont-depresszió a kiindulás szintjén, valamint a két szint közötti hőmérsékletkülönbség napi és évi menete

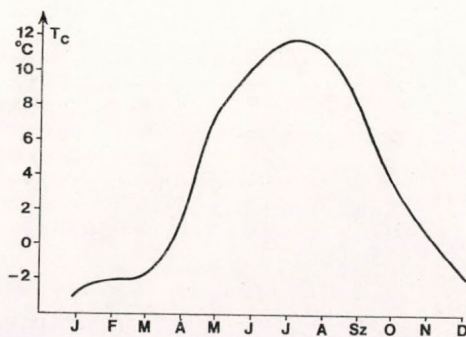
Napi menet. A kondenzáció szintjén a hőmérsékletet és a nyomást a talajközeli hőmérséklet és nedvesség befolyásolja. A kondenzáció szintjén nyáron a hőmérséklet maximumát reggel 6-kor, minimumát 12-kor, télen a maximumot 18-kor, a minimumot pedig reggel 6 órakor találtuk (5a ábra). A hőmérséklet átlagos napi ingását a kondenzáció szintjén a III. táblázat tartalmazza.

III. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet átlagos napi ingása az emelési kondenzáció szintjén

	J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
Ingás °C	0,7	0,6	0,4	1,0	1,3	2,2	3,4	2,6	2,0	1,2	0,6	0,7

Az 1. ábrán láttuk, hogy a főterminusokban végzett mérések alapján a kondenzáció szintjén a nyomásnak júliusban reggel 6 órakor van a napi maximuma, ami azt jelenti, hogy a kiindulási és a kondenzációs szint ekkor

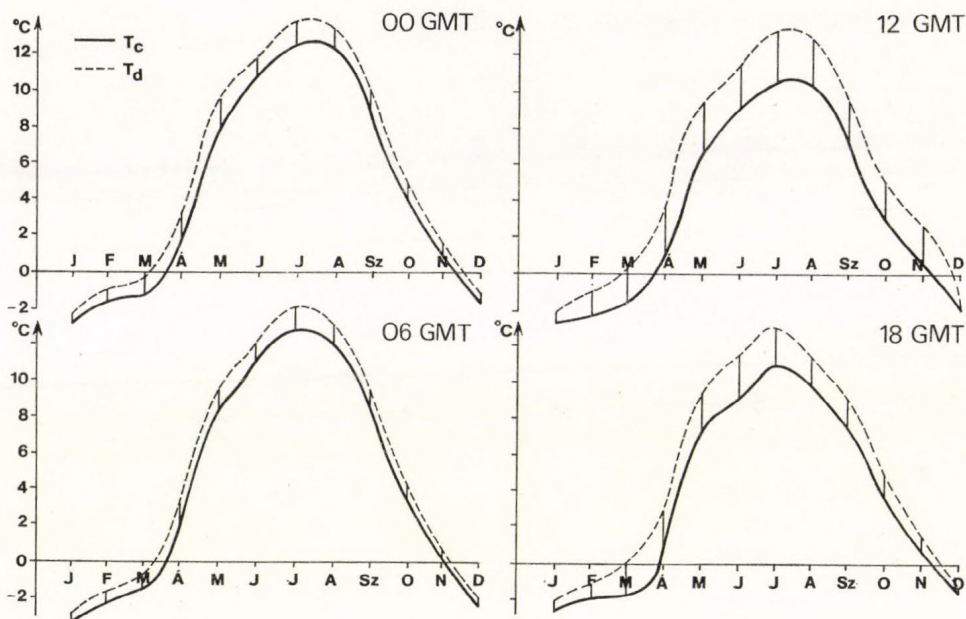


6. ábra: A hőmérséklet napi átlagokból meghatározott évi menete a kondenzáció szintjén. Budapest-Pestlőrinc, 1971 – 1975

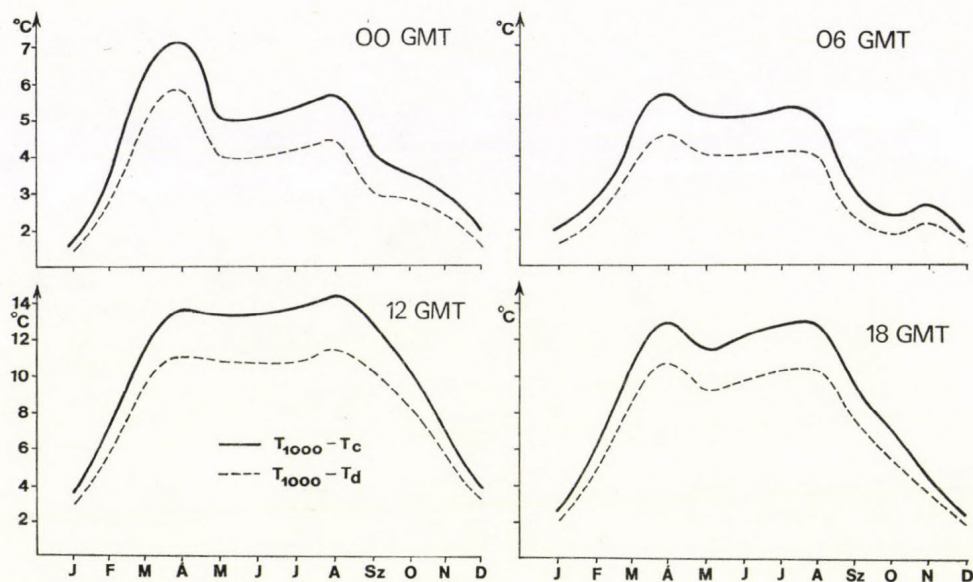
van egymáshoz legközelebb, és ennek megfelelően a két szint közötti hőmérsékletkülönbség is ekkor a legkisebb (5b ábra). A kondenzáció szintjén a hőmérsékletnek is júliusban reggel 6-kor van a maximuma, függetlenül attól, hogy a kiindulás szintjén a hőmérsékletnek ekkor minimuma van. A nap további részében a két szint egymástól jelentősen eltávolodik, így a kondenzáció szintjén a hőmérséklet tovább csökken, végül kisebb lesz mint a harmatpont-hőmérséklet a kiindulás szintjén. Tehát $T_c < T_d$, a közöttük lévő különbség függ a kondenzáció szintjének magasságától, ill. az ott lévő nyomás nagyságától. Amikor a két szint egymáshoz közel van, a hőmérsékletkülönbség kicsi. Mivel a kondenzáció szintjének magassága, ill. a szinten a nyomás függ a kiindulási szint harmatpontdepresszió értékétől, ez utóbbi adatból következtethetünk a kondenzáció szintjének hőmérsékletére (5a, c ábra).

A hőmérséklet júliusi, 12 órakor mutatkozó maximumát a kondenzáció szintjén, a kiindulási szinten ugyanekkor lévő harmatpontminimum, ill. harmatpont-depresszió-maximum magyarázza, a T_c és a T_d közötti különbség ekkor igen nagy.

A téli hónapokban a kondenzáció szintjén a hőmérséklet maximuma 18 órakor van, a kiindulás szintjén ugyanekkor a harmatpontnak maximuma, a harmatpont-depresszió minimuma található, a T_c és T_d közötti eltérés kicsi, a két szint egymáshoz közel van. A hőmérséklet téli minimuma a kon-



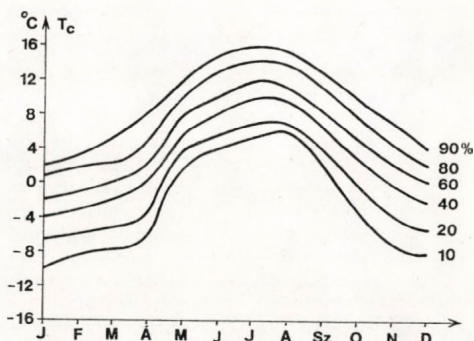
7. ábra: Évi menetek. A hőmérséklet a kondenzáció szintjén (T_c) és a harmatpont 1000 mbar-on (T_d); Budapest-Pestlőrinc, 1971 – 1975



8. ábra: Évi menetek. Az 1000 mbar és a kondenzáció szintje közötti hőmérsékletkülönbség ($T_{1000} - T_c$) és a harmatpont-depresszió az 1000 mbar-on ($T_{1000} - T_d$). Budapest-Pestlőrinc, 1971 – 1975

denzáció szintjén reggel 6 órakor van, a kiindulás szintjén ekkor a harmatpont értéke minimális, a T_c és a T_d között az eltérés kicsi.

Fentieket összegezve megállapítható, hogy a kiindulási szint T_d harmatpont-hőmérséklete az emelési kondenzáció szintjének T_c hőmérsékletét olyan mértékben határozza meg, hogy a harmatpont-depresszió a változások menetének irányát már nem befolyásolja, csak annak nagyságát. A harmatpont-depresszió napi menete 1000 mbar-on párhuzamos a két szint közötti hőmérséklet-különbség napi menetével (5c, b ábra).



9. ábra: A különböző hőmérsékletek előfordulási gyakorisága a kondenzáció szintjén 12 órakor. Budapest-Pestlőrinc, 1971–1975

Évi menet. Az átlagos napi középhőmérsékletnek a kondenzáció szintjén júliusban van a maximuma, januárban a minimuma (6. ábra).

A kiindulási szinten a harmatpont és a kondenzáció szintjén a hőmérséklet évi menetének görbéi közel párhuzamosak, a közöttük lévő különbségek nagyságát a nedves levegő telítettségének a kiindulás szintjén mutakozó értéke határozza meg (7. ábra). A két görbe ugyanazon abszcisszájú pontjai közötti távolságból a kondenzáció szintjének magasságára, ill. nyomására következtethetünk. A hőmérséklet maximuma a kondenzáció szintjén júliusban van, ez a kiindulás szintjén lévő magas harmatponttal és a levegőoszlop magas hőmérsékletével magyarázható, amelyet nem tud kompenzálni a kondenzáció szintjének viszonylag nagy magassága sem. Az LCL-en a hőmérséklet januári minimuma idején a nyomás nagy, ebből következik, hogy a két szint egymáshoz közel helyezkedik el, és ugyanekkor a kiindulás szintjén a harmatpont, a hőmérséklet és a harmatpont-depresszió egyaránt minimális.

A 9/c és 3/a ábra tárgyalásakor megállapítottuk, hogy a két szint közötti hőmérsékletkülönbség menete a kondenzáció szintjén lévő nyomás menetének a fordítottja. A 8. ábráról pedig megállapíthatjuk, hogy a két szint közötti hőmérsékletkülönbség és a kiindulási szinten kialakuló harmatpont-depresszió változásának iránya megegyező.

A vizsgálatok során kitűnt, hogy a hőmérséklet gyakorisági görbéi a kondenzáció szintjén 00 és 12 órakor alig térnek el egymástól, csupán a nyári hónapokban van némi eltérés. Ezt alátámasztják a II. táblázat értékei is, azaz a kondenzációs szint magasságának változásai „gátolják” a hőmérséklet ingását (9. ábra).

IRODALOM

- Götz, G., 1978: A légkör sztatikája. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 29., OMSZ, Budapest
 Götz, G., 1979: A vízgőz és a nedves levegő termodinamikája. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 24, OMSZ, Budapest
 Péczely, Gy., 1979: *Éghajlatlan*, Tankönyvkiadó, Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 4. szám. 1985. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 4. July–August 1985, Budapest

Havi bontású nulladimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell

PÁLVÖLGYI TAMÁS, ELTE Meteorológiai Tanszék, H-1088 Budapest, Múzeum körút 6–8.

A zero-dimensional monthly energy balance climate model. The aim of this study is to construct a climate model which is suitable to simulate the climatic changes arising in short-time intervals as a result of natural or anthropogenic influences. The model constructed with this aim was a zero-dimensional energy balance model describing the change of the hemispheric mean temperature, and containing the mean feedback mechanisms (especially the parameterization of the ocean-atmosphere heat transport of the climatic system). The model results give a reliable reproduction of the annual cycle of hemispheric mean temperature and show good features of convergence in a rather wide interval of the initial conditions. Sensitivity to the change of the solar constant is nearly similar to the sensitivity of the equivalent models. The model proved to be able for the qualitative description of the effect the hemisphere mean temperature caused by anthropogenic duplication of CO₂ concentration in the atmosphere.

✕

Havi bontású nulladimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell. A tanulmány célja olyan klímamodell létrehozása, amely lehetővé teszi a rövidebb időskálákon fellépő – antropogén vagy természetes eredetű – éghajlatváltozások szimulálását. A kitűzött célt egy nulla-dimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell megszerkesztésével értük el, amely az Északi-félgömb átlaghőmérsékletének változását adja meg, és tartalmazza az éghajlati rendszer alapvető visszacsatolásait (különös tekintettel az óceán-légkör közötti hőtranszport parametrizálására). A modell képes a hemiszférikus átlaghőmérséklet évi menetének reprodukálására. A kezdeti feltételek széles intervallumában mutat jó konvergencia-tulajdonságokat; érzékenysége a napállandó megváltozására közelítőleg megegyezik az adott kategóriabeli modellek érzékenységével. A modell alkalmas arra is, hogy minőségileg helyesen írja le a CO₂ koncentráció antropogén eredetű megkétszereződésének hatását a hemiszférikus átlaghőmérsékletre.

✕

Bevezetés. A természettudományos kutatás két alapvető munkamódszere a modellalkotás és a kísérletezés. Kézenfekvő, hogy közvetlen kísérletezésre az éghajlat esetében nincs mód, így az ismeretszerzés folyamatának egyetlen lehetséges útja az, ha a kísérletet az éghajlati rendszer kisebb-nagyobb mértékben egyszerűsített laboratóriumi vagy matematikai modelljén végezzük el.

Földünk éghajlatát több, önmagában is bonyolult rendszer alakítja ki: ezen rendszerek összességét éghajlati rendszernek nevezzük. Az éghajlati rendszer öt alrendszerből épül fel, ezek a következők: légkör, óceán, szárazföldi felszín, krioszféra és bioszféra. Az alrendszerek közül az elsőt gyors rendszernek, míg a többi lassú rendszernek szokás nevezni, ugyanis a gyors rendszer az új ért hatásokhoz gyorsan, szinte relaxációs idő nélkül alkalmazkodik, ellentétben a lassú rendszerrel, mely kisebb-nagyobb késéssel követi környezete megváltozását.

Az éghajlat lényegében az éghajlati rendszer viselkedésének olyan átlagolt állapota melynek statisztikáját a rendelkezésünkre álló idősorokból ismerjük. Az éghajlatváltozáson azt a folyamatot értjük, amikor az adott – elegendően hosszú – idősorokból előállított statisztikai paraméterek trendjellegű, egyirányú változást mutatnak. Az éghajlat megváltozásának oka a külső vagy belső tényezők módosulása lehet. Külső tényezőknek nevezzük azokat a kölcsönhatásokat, melyek hatással vannak az éghajlatra, de ők maguk nem függenek az éghajlat alakulásától (például vulkán vagy naptevékenység), míg a belső tényezők azok, amelyek maguk is függenek az éghajlattól (például a jégfelszín kiterjedése vagy a CO₂ koncentráció). Azt a hatást, amit az éghajlat gyakorol a belső tényezőkre, visszacsatolásnak nevezzük. Az éghajlati modellalkotásban lényeges szerepet játszik a „fekete doboz elv”: gyakran eltekintünk attól, hogy megismerjük egy részrendszer viselkedését, belső sajátosságait, és pusztán a bemenő és kimenő adatok birtokában alkotunk összefüggéseket. Ezt az eljárást nevezzük parametrizációnak.

Az elmúlt 30 évben kialakultak az éghajlatmodellek alapvető típusai. A modellek lényegében két csoportra oszthatók: a hidrotermodinamikai egyenletek közelítő megoldásán alapuló általános cirkulációs modellekre (például *Arakawa, Mintz*, 1971) és a körmozgásegyenletek egy hónapot meghaladó átlagolásából származó statisztikai-dinamikai modellekre. Ez utóbbi nagy csoportot további három osztályba sorolhatjuk: a sugárzási-konvektív-, a momentum- és az energiaegyensúlyi modellek. A vertikálisan igen jó felbontással működő sugárzási-konvektív modellek figyelmen kívül hagyják a horizontális tulajdonságaramokat, így az éghajlati rendszert egy felszín által határolt légszlopokkal modellezik (ennek a típusnak az első, de mindmáig reprezentáns képviselője a *Manabe és Wetherald* [1967] által megalkotott sugárzási-konvektív modell). A momentum modellek az energiamegmaradás mellett az impulzusmomentum megmaradását is megkövetelik, így segítségével az általános légközrést kialakító és fenntartó folyamatok is vizsgálhatók. Végül az utolsó típusba az energiaegyensúlyi éghajlatmodellek tartoznak. Ezek a modellek vertikálisan integráltak, az energia megmaradását a horizontális síkon írják elő, azonban számos éghajlatalkotó visszacsatolás számításba vételét teszik lehetővé, mivel matematikai szerkezetük egyszerű, számításigényük nem túl nagy. Térbeli bontásukat tekintve a modellek lehetnek kétdimenziósak, egydimenziósak (zónálisan vagy meridionálisan átlagoltak), illetve nulladimenziósak, azaz globálisan vagy hemiszférikusan átlagoltak. A stacionárius, térben nulladimenziós éghajlatmodellek (például *Budiko*, 1969 vagy *Sellers*, 1969) rakták le az alapját a visszacsatolások statisztikai alapú parametrizálásának, de az időbeli felbontás sikeres javítása ebben a modellosztályban sokat vártott magára (*North, Mengel, Short*, 1983).

A jelen munka megkezdésekor célunk egy olyan energiaegyensúlyi éghajlatmodell kidolgozása és vizsgálata volt, amely képes arra, hogy ne csak fél évi vagy évi stacionárius átlagokat nyújtson, hanem elegendően nagy időbeli bontásban (legalább évszakos bontásban) szolgáltatson éghajlati karakterisztikákat és ezenkívül eleget tegyen a következő alapvető célkitűzéseknek:

- A modell viszonylag egyszerű szerkezete ellenére a lehetőségekhez képest reálisan tükrözze az éghajlati rendszer alrendszeri közötti kölcsönhatásokat, különös tekintettel azokra a folyamatokra, amelyek az éghajlati rendszer lassú és gyors alrendszeri között mennek végbe.
- A modell az éghajlat rövid távú – néhány évtizedig terjedő – változásait jól írja le.
- A modell szimulálja azokat a hatásokat, amelyeket a külső vagy belső tényezők megváltozása okoz, különös tekintettel a napállandó és a CO₂ koncentráció megváltozására.

1. A modell felépítése

Tekintsünk az Északi-félgömbön egy egységnyi alapterületű oszlopot. Ez az oszlop magában foglalja vertikálisan egyrészt a légkört (annak elvi külső határától a felszínig), másrészt a talaj, illetve az óceán azon rétegét, amely a felszíntől az energetikailag aktív réteg aljáig terjed. Horizontálisan az oszlop átlagolt, azaz a hemiszféra minden egyes pontját (természetesen ugyanazon a síkon) egyetlen – átlagos – pontba integráljuk. A horizontális átlagolás következtében a modellben nem beszélhetünk külön óceánokról vagy külön kontinensekről. Az átlagolás során a két alrendszer sajátosságai eltűnnek, összeolvadnak, és így nyilvánvaló, hogy modellünkben nem merülhet fel az óceán és kontinens közötti horizontális hőforgalom kérdése sem. A horizontális átlá-

golás következménye, hogy modellünkben bármely éghajlati karakterisztika, mint hemiszférikus átlag értendő, az a modell térben nulladimenziós. A modell felépítése során felhasználtuk, hogy a felszín és a légkör közötti energiaforgalomban az óceán lényegesen nagyobb szerepet játszik, mint a szárazföldi felszín, így a légkör és a kontinensek közötti hőtranszportot első közelítésben elhanyagoltuk.

Mivel energiaegyensúlyi éghajlatmodellt kívánunk felépíteni, ezért első sorban az éghajlati rendszerben lejátszódó termodinamikai folyamatokra fordítottuk figyelmünket. A termodinamika I. főtételének az Északi-hemiszféra teljes térfogatára integrált alakjából indultunk ki, és megvizsgáltuk az egy-ségnyi alapterületű – horizontálisan átlagolt – oszlop belső energiaváltozását:

$$\int_0^{\infty} \rho A \frac{dU_A(t, z)}{dt} dz + R_G(t) = S_G(t) - L_G(t), \quad (1a)$$

ahol U_A a légkör tömegegységnyi belső energiája, ρA a légkör sűrűsége, $S_G(t)$ a rendszer – a légkör külső határán értelmezett – rövidhullámú energiabevétele, $L_G(t)$ a rendszerből a világűrbe távozó hosszuhullámú kisugárzást, $R_G(t)$ pedig az óceán – légkör közötti energiáttranszportot reprezentálja. A belső energia definíciója alapján:

$$U_A(t, z) = C_V T_G^*(t, z),$$

ahol C_V a légkör – állandó térfogaton értelmezett – fajhőjét, $T_G^*(t, z)$ pedig a – térben hemiszférikusan átlagolt – léghőmérsékletet jelenti. Ha feltételezzük továbbá, hogy a vertikális hőmérsékleti profil eleget tesz a $T_G^*(t, z) = T_G^*(t_0, z) + F(t)$ feltételnek, akkor a vertikális integrál – egy konstans szorzó figyelembevételével – a felszíni értékkel helyettesíthető:

$$\int_0^{\infty} \rho A \frac{dU_A(t, z)}{dt} dz = \int_0^{\infty} \rho_A C_V \frac{dT_G^*(t, z)}{dt} dz = K_A \rho_A C_V H_A \frac{dT_G(t)}{dt},$$

ahol H_A a légkör effektív magassága, $T_G(t)$ a – hemiszférikusan átlagolt – felszíni léghőmérséklet.

Ha a $K_A \rho_A C_V H_A$ kifejezést – mely tulajdonképpen a rendszer átlagos termikus tehetetlensége – q_G -vel jelöljük, akkor az (1a) egyenlet módosított alakja a következő:

$$q_G \frac{dT_G(t)}{dt} = S_G(t) - L_G(t) - R_G(t) \quad (1b)$$

Az (1b) egyenlet jobb oldalán szereplő mennyiségek közül $S_G(t)$ az idő és a hőmérséklet explicit függvénye:

$$S_G(t, T_G) = Q_{0G}(t) [1 - \alpha_G(T_G(t))] \quad (2)$$

ahol $Q_{0G}(t)$ a légkör külső határára érkező szoláris sugárzás hemiszférikus átlaga, $\alpha_G(t)$ pedig a Föld-légkör rendszer északi félgömbre átlagolt albedója. Ha figyelembe vesszük, hogy az $\alpha_G(T_G(t))$ rendszeralbedó a felhős és felhőtlen területek részalbedóiból tevődik össze, és hogy a felhőtlen területek albedóját erősen befolyásolja a jégfelszín hőmérséklettől függő kiterjedése, akkor a következőre jutunk:

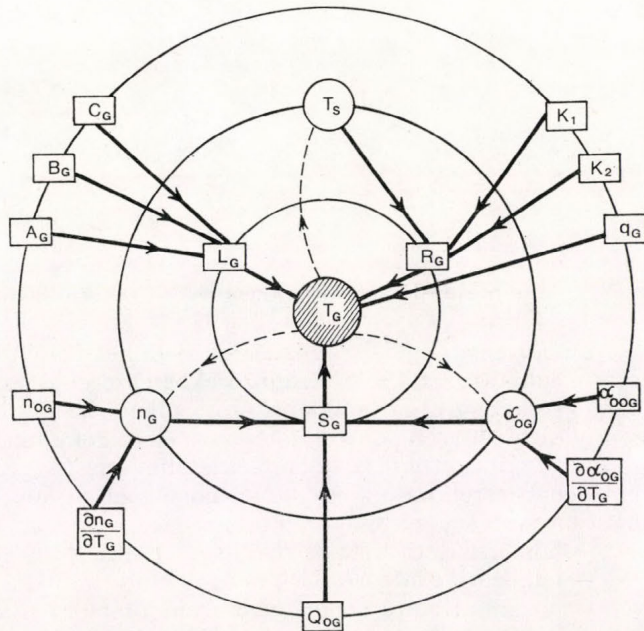
$$\alpha_G(T_G(t)) = n_G(T_G(t)) \alpha_{nG} + [1 - n_G(T_G(t))] \alpha_{0G} \cdot (T(t)) \quad (3)$$

ahol $n_G(T_G(t))$ a hemiszférára átlagolt felhőzet, mely a visszacsatolásokon keresztül a hőmérséklettől függ; $\alpha_{0G}(T_G(t))$ a földfelszín átlagos albedója, amit – a jégfelszín arányának változása miatt – szintén hőmérséklettől függőnek tételeztük fel, α_{nG} pedig az átlagos felhőzetalbedó, melyet állandónak tekintetünk, és értéke kb. 0,45.

Az (1)–(3) egyenletek a térbeli felbontástól eltekintve a további egyszerűsítéseket tartalmazzák:

– a külső tényezők közül csak egyetleneggyel (a szoláris sugárzással) számolunk,

– a belső tényezők – amelyeket a modellben figyelembe vesszük, a következők: felhőzet ($n_G(T_G(t))$), felszínalbedó ($\alpha_{nG}(T_G(t))$), hosszúhullámú kisugárzás árama ($L_G(T_G(t))$), óceán–légkör közötti hőcsere (R_G).



1. ábra. A modell szerkezeti sémája (külső kör: a független input paraméterek; középső kör: a visszacsatolásokat a rendszerbe vivő paraméterek; belső kör: a rendszert irányító energia tagok. Vastag nyilak: a közvetlen hatások; szaggatott nyilak: a visszacsatolások iránya)

1.1 A visszacsatolások. A külső és belső tényezőket a modellben a visszacsatolások kapcsolják össze éghajlati rendszerré. Mivel a modell megkonstruálásakor nem vállalkozhattunk arra, hogy egzaktul feltárjuk a visszacsatolások belső szerkezetét, ezért a visszacsatolások többségénél a „fekete doboz elvet” azaz statisztikus-empirikus parametrizációt alkalmaztuk. A parametrizálási eljárások során szem előtt tartottuk azt a célkitűzést, hogy a modell viszonylag egyszerű szerkezetű legyen, így a visszacsatolásokban a kimenő paramétereket a bemenő paramétereknek legfeljebb lineáris függvényeiként tételeztük fel. Ezen lineáris függvényeket az egydimenziós regressziószámítás módszerével határoztuk meg. A következő visszacsatolásokat parametrizáltuk:

a) A felhőzet és a hőmérséklet közötti visszacsatolás

$$n_G(T_G(t)) = n_{0G} + \frac{\partial n_{0G}}{\partial T_G} T_G(t) \quad (4a)$$

b) A jégfelszín területének változása és a hőmérséklet közötti visszacsatolás az átlagos felszínalbedó értékében

$$\alpha_{0G}(T(t)) = \alpha_{0G} + \frac{\partial \alpha_{0G}}{\partial T_G} T_G(t) \quad (4b)$$

c) A hosszúhullámú kisugárzási áram és a hőmérséklet közötti visszacsatolás

$$L_G(T_G(t)) = A + B \cdot T_G(t) \quad (4c)$$

d) Az óceán–légkör közötti hőtranszport és a hőmérséklet közötti visszacsatolás (l. részletesen itt).

Az 1. ábrán látható a modell szerkezetisémája. A (4a–d) kifejezésekben szereplő állandók kapcsolatát ábrázoltuk a parametrizálandó mennyiségekkel.

I. TÁBLÁZAT

Az adatbázisban foglalt idősorok kapcsolata a hőmérséklet idősorával

A hőmérséklet adatsorának kapcsolata	Korreláció	Az 1%-os szignifikancia-szinthez tartozó korreláció
a felhőzettel	0,93	0,72
a hosszúhullámú kisugárzással	0,89	0,72
a jég-albedóval	0,73	0,72
az óceán–légkör hőtranszporttal	0,6 (!)	0,72

1.2 Parametrizálási eljárások. A parametrizáció legfontosabb feladata az, hogy meghatározzuk a (4) kifejezésekben szereplő együtthatók konkrét, szám-szerű értékét. Ehhez mindenekelőtt ellenőriztük, hogy a parametrizálandó mennyiségek milyen pontossággal tesznek eleget a linearitás feltételének – azaz valóban tekinthetők-e a hőmérséklet lineáris függvényeinek. A vizsgálat elvégzéséhez létrehoztunk egy adatbázist, mely a következő elemek havonkénti hemiszférikus átlagértékeit tartalmazta:

- hőmérsékleti adatsor (Golitsyn, 1983)
- felhőzeti adatsor (Berljand, 1980)
- hosszúhullámú kisugárzási áram adatsora (Ellis és Vonder Haar, 1980)
- rendszeralbedó adatsora (Ohring és Gruber, 1983)
- óceánfelszín-hőmérséklet adatsora (Defant, 1963)
- szoláris sugárzás adatsora (Major et al., 1982)

Az óceánfelszín-hőmérséklet adatsor kivételével az adatsorok 12 adatot tartalmaztak, míg ez utóbbi csak két értékből – szélsőértékekből – állt, így feltételezve az óceánfelszín-hőmérséklet éves menetének szinuszos jellegét, az adatsort interpolációval állítottuk elő.

Az adatbázis adatait – mivel nem azonos forrásból származtak – konzisztenssé kellett tenni, vagyis a bázis értékeit – kis mértékben – úgy módosítottuk, hogy néhány, a modellünk fizikai természetéből fakadó elvárásnak megfeleljenek (például, hogy a sugárzási mérleg évi átlaga zérus legyen). A most már egymással összhangban lévő adatok alapján előállítottuk a parametrizálandó mennyiségek és a hőmérséklet összefüggését jellemző diagramokat, korrelációs együtthatókat, és meghatároztuk a regressziós egyeneseket. Az 1. táblázatban a kisugárzás-hőmérséklet, a felhőzet-hőmérséklet és az óceán–légkör hőcsere-hőmérséklet közötti kapcsolatot követhetjük nyomon.

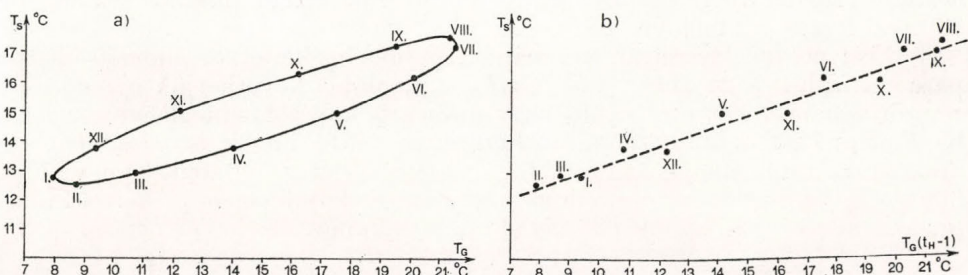
Láthatjuk, hogy a felhőzet, illetve a hosszúhullámú kisugárzás és a hőmérséklet kapcsolata igen szoros, így a lineáris regressziós közelítéssel nem követünk el túl nagy hibát (12 adat esetén az 1%-os szignifikancia szinthez tartozó korreláció értéke 0,72).

Az $\alpha_{0G}(T_G(t))$ és az $R_G(T_G(t))$ visszacsatolásokra semmilyen közvetlen információt nem tartalmaz az adatbázis, azonban α_{0G} a (3)-ból R_G pedig (1)-ből kifejezhető a következő módon:

$$\alpha_{0G}(T_G(t)) = \frac{1}{1 - n_G(T_G(t))} \left[n_G(T_G(t)) \alpha_{nG} - \alpha_G(t) \right] \quad (5a)$$

illetve:

$$R_G(T_G(t)) = Q_{0G}(t) \cdot [1 - \alpha_G(T_G(t))] - L_G(T_G(t)) - q_G DT_G(t) \quad (5b)$$



2. ábra. a) Az óceánfelszín és a léghőmérsékletnek, b) az óceánfelszín és az előző hónap léghőmérsékletének kapcsolata

ahol DT_G a ± 1 hónapos centrális differenciahányadost jelöli. Mivel a felhőzetre (n_G) és a rendszeralbedóra (α_G); valamint a hosszúhullámú kisugárzásra (L_G), szoláris sugárzásra (Q_{0G}) és a hőmérsékletre (T_G) vannak értékeink az adatbázisban, α_{0G} pedig közelállandó (Ohring és Gruber, 1983); ezek segítségével meghatározhatjuk a közvetlenül még nem ismert visszacsatolásokat. Látható, hogy a felszínalbedó-hőmérséklet visszacsatolás esetében a kapcsolat nem olyan szoros, mint a felhőzet vagy a kisugárzás visszacsatolás esetén, de a lineáris közelítés ebben az esetben is elfogadhatónak tűnik.

1.3 Az óceán-légkör hőtranszport és a hőmérséklet közötti visszacsatolás. A legnagyobb problémát az óceán-légkör hőtranszport parametrizációja jelentette. Az I. táblázat, illetve a 2a ábra alapján megállapíthatjuk, hogy az $T_S - T_G$ közötti korreláció meglehetősen rossz, így a visszacsatolás közvetlen lineáris közelítése semmiképpen sem kielégítő. Ugyanakkor fontosnak tartottuk, hogy – a modell egyszerűségéhez mérten – kielégítő pontossággal számíthassuk ezt – az energiátárolás szempontjából talán legfontosabb – tényezőt. Az óceán-légkör alrendszerek kölcsönhatásának modellezéséhez a következő egyszerűsítő feltételeket kellett bevezetni:

a) Tetszőleges kezdeti állapotból indulva az idő növekedtével a rendszer évi átlagban konvergál a termikus egyensúly állapotához, azaz az óceán-légkör közötti hőtranszport évi átlaga zérushoz tart.

b) Az óceán-légkör közötti hőforgalmat a Newton-féle lineáris lehűlési törvény írja le; az óceán-légkör közötti hőtranszport a két közeg határán felépő hőmérsékletkülönbség lineáris függvénye.

c) Feltételezzük továbbá, hogy az óceáni keveredési réteg a mélyóceánnal csak elhanyagolható mértékben folytat hőcserét.

A b) feltétel alapján:

$$R_G(t) = C[T_S(t) - T_G(t)] \quad (6)$$

ahol $T_S(t)$ az óceánfelszín-hőmérséklet hemiszférikus átlaga (pontosabban nem az óceánfelszíné, hanem az óceáni keveredési réteg hőmérsékletének vertikális átlaga; ez azonban közeli lineáris függvénye $T_S(t)$ -nek). Könnyű dolgunk lenne, ha modellünk közvetlenül számítaná az óceánfelszín hőmérsékletét, erre azonban a modell egyszerűsége miatt nincs lehetőség. Járható út lenne, ha a modell a numerikus kísérletek során rögzített (állandó) óceánfelszín-hőmérséklettel dolgozna, azaz T_S -t mint előírt határfeltételt vennénk figyelembe. Ez a megoldás kétségkívül egyszerű, de a lassú rendszernek a „befagyasztása”, állandó értéken vett rögzítése a klímaváltozások szimulálásakor minden bizonnyal hamis eredményre vezetne.

E helyett megkíséreltük az óceánfelszín hőmérsékletét a léghőmérséklettel parametrizálni; a 2a ábrán a T_G és T_S kapcsolatát követhetjük nyomon hónapról hónapra. Észrevehetjük, hogy a lineáris kapcsolat meglehetősen laza, ha T_G -t és T_S -t az idő harmonikus függvényeinek tekintjük, az éves meneteknek sem az amplitúdója, sem a fázisa nem egyezik meg. Viszont, ha egy adott hónap T_S értékéhez az előző hónap T_G -jét rendeljük, igen jó korrelációval lineáris függvényt kapunk (2b ábra). Ezek alapján:

$$T_S(t_H) = aT_G(t_H - 1) + b \quad (7)$$

ahol t_H az idő hónapokban, $T_G(t_H - 1)$ az előző hónap hemiszférikus léghőmérséklete, a és b állandók. A (7)-et behelyettesítve (6) kifejezésbe:

$$\widehat{R}_G(t) = K_1 T_G(t_H - 1) + K_2 T_G(t_H) + K_3 \quad (8)$$

ahol $\widehat{R}_G(t)$ parametrizált értéke, K_1 , K_2 , K_3 állandók.

Ezekután még meghatároztuk a (8)-ban szereplő együtthatók konkrét

II. TÁBLÁZAT

A parametrizáció alakja, konkrét értéke és relatív hibája

Visszacatolások	Parametrizációk			
	alakja	együtthatóinak értéke		relatív hibája, %
Felhőzet – hőmérséklet	$n_G = n_{0G} + \frac{\partial n_G}{\partial T_G} \cdot T_G(t)$	$n_{0G} = 0,475$	$\frac{\partial n_G}{\partial T_G} = 4 \cdot 10^{-3}$	$\pm 3,0$
Felszínalbedó – hőmérséklet	$\alpha_{0G} = \alpha_{00G} + \frac{\partial \alpha_{0G}}{\partial T_G} \cdot T_G(t)$	$\alpha_{00G} = 0,19$	$\frac{\partial \alpha_{0G}}{\partial T_G} = 2 \cdot 10^{-3}$	$\pm 19,0$
Hosszúhullámú kisugárzás – hőmérséklet	$L_G = A_G + B_G \cdot T_G(t)$	$A_G = 203,8$	$B = 2$	$\pm 2,5$
Óceán – légköri hőtranszport – hőmérséklet	$R_G = K_1 T_G(t_H - 1) + K_2 \cdot T_G(t_H) - (K_1 + K_2) \cdot T_G$	$K_1 = 19,3$	$K_2 = -8,8$	$\pm 7,8$
Szoláris sugárzás	$Q_{0G} = \sum_{i=0} (Q_i \sin i\omega t + b_i \cos i\omega t)$	Major et al., 1982		$\pm 0,1$

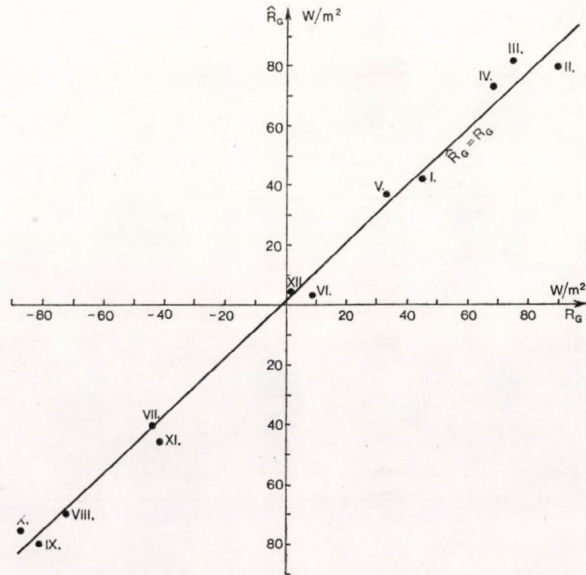
számszerű értékét, szem előtt tartva a már említett feltételeket. Az *a)* feltétel teljesül a következő estében:

$$\widehat{R}_G = K_1 \overline{T}_G(t_H - 1) - K_2 \overline{T}_G(t_H) - K_3 \rightarrow 0 \quad (9)$$

ahol a felülvonás az évi átlagokat jelenti. Figyelembe véve azt, hogy $\overline{T}_G(t_H - 1) = \overline{T}_G(t_H)$, és feltéve, hogy a modell konvergens, tehát $\overline{T}_G \rightarrow \overline{T}_G$, ahol \overline{T}_G az előző év átlaghőmérséklete, kapjuk, hogy:

$$(K_1 + K_2) \overline{T}_G + K_3 \rightarrow 0, \text{ azaz } K_3 = -(K_1 + K_2) \overline{T}_G \quad (10)$$

A K_1 és K_2 együtthatók értékeit a következő módszerrel határoztuk meg: az R_G adatokra a legkisebb négyzetek módszerével rásimítottuk \widehat{R}_G -t. Az óceán-



3. ábra. A mért és számított óceán légkör hőcsereértékek összehasonlítása

légkör hőcsere-modellünk elfogadhatóságának bizonyítéka az R_G mért értékekből kifejezett és \widehat{R}_G számított értékek kapcsolata. Ezt látható a 3. ábrán.

A II. táblázatban összefoglaltuk mindazokat a parametrizációkat és az együtthatók konkrét értékeit, amelyekről ebben a fejezetben szó esett. A rela-

tív hiba $\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (|X_i - X_i^*|) / X_i^*$, ahol X_i a parametrizált érték, X_i^* a mért érték

az *i*-edik hónapban.

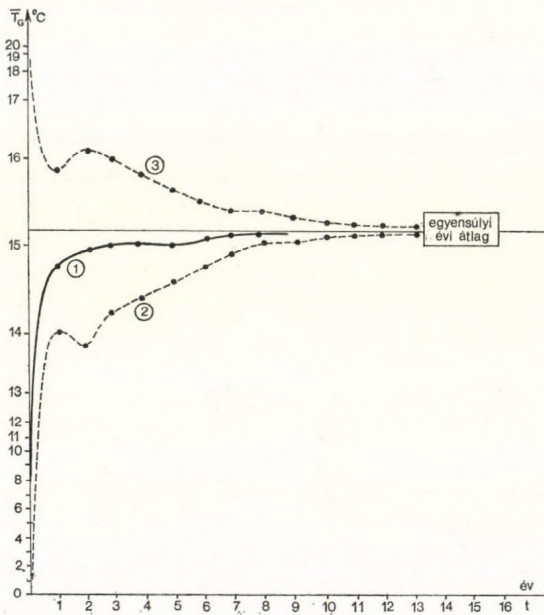
2. A modellkísérletek ismertetése és eredményei

2.1 Az elvárások. A bevezetőben említettük, hogy olyan – viszonylag egyszerű szerkezetű – éghajlatmodellt kívánunk felépíteni, amely finom időbeli felbontásban képes az éghajlatváltozások vizsgálatára. Kérdéses azonban, hogy a modell valóban alkalmas-e a változások hónapos bontású szimulálására. Ahhoz, hogy erre a kérdésre igenlő választ adhassunk, a modellnek a következő kritériumoknak kell megfelelnie:

a) Az éghajlati karakterisztikák évi menetének reprodukálása: a modell által szolgáltatott havi bontású évi menet átlagban, szórásban, fázisban jó egyezésben legyen az adatbázisban lévő értékekkel.

b) Extrém kezdeti feltételek esetén a modell a kezdeti értékektől függetlenül váljon stacionáriussá (a kialakuló stacionárius megoldás igazodjék a külső gerjesztéshez), továbbá ne lépjenek fel (hosszú idő átlagában) látszólagos hőforrások és hőnyelőők.

c) A modell érzékenysége hozzávetőlegesen egyezzek meg a hasonló modellosztályba tartozó éghajlatmodellek érzékenységeivel.



4. ábra. A hőmérsékleti értékek konvergenciája (1. kezdeti hőmérséklet: 8,3 °C, 2. kezdeti hőmérséklet: 0,0 °C, 3. kezdeti hőmérséklet: 20,0 °C)

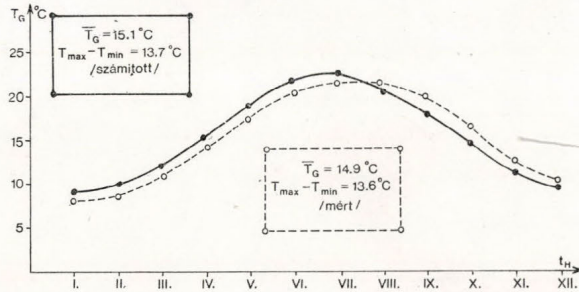
2.2 Az alkalmazott numerikus séma – a konvergencia kérdése. Ha az (1) kiindulási differenciálegyenletbe behelyettesítjük a (2), (3), (8) parametrizációkat, és elvégezzük a szükséges egyszerűsítéseket és összevonásokat, akkor a következő eredményre jutunk:

$$\frac{dT_G(t)}{dt} = F_2(t) \cdot T_G^2(t) + F_1(t) \cdot T_G(t) + F_3(t) \cdot T_G(t_H - 1) + F_4(t) \bar{T}_G(t) + F_0(t), \quad (11)$$

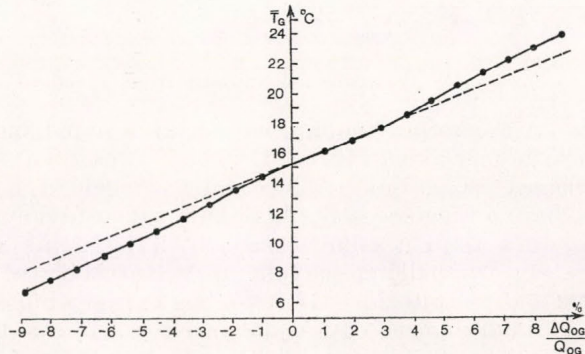
ahol $F_i(t)$ -k az időnek vagy periodikus függvényei ($i=1, 2, 3, 4, 0$) vagy konstansok. Mivel a (11) differenciálegyenlet analitikus megoldására nincs mód, az eredményeket közelítő numerikus módszer alkalmazásával kell előállítani. A (11)-hez olyan sémát és időlépcsőt választottunk, hogy – a fizikailag lehetséges értelmezési tartományon belül – a numerikus módszer stabilis és konvergens legyen. Negyedrendű Runge-Kutta módszert választottunk. Az időlépcső helyes megválasztása igen lényeges kérdésnek bizonyult, ugyanis, ha az időlépcső túlságosan nagy, alapvető célkitűzésünkről, a nagy időbeli felbontásról kell lemondanunk. Másrészt, ha az időlépcső kicsiny – bár ekkor az alacsonyabb rendű sémák is elegendően pontosak – felmerülhet az a probléma, hogy az időlépcső kisebb, mint a parametrizációk előállításakor hasz-

nált egyhónapos átlagolási idő, és ez óhatatlanul fizikai ellentmondásokhoz vezetne. Mindezeket figyelembe véve lépésköznek 1/2 hónapot választottunk, ugyanis – az ugrásszerű változások simítása végett – a hőmérsékleti értékekben két iterációnkénti átlagolást végeztünk, de az átlagolt értéket csak a parametrizációkban vettük figyelembe.

A konvergencia kérdését vizsgálva megnyugtató választ adhatunk. A 4. ábrán láthatjuk, hogy a megoldás irreálisan magas, irreálisan alacsony kezdeti hőmérsékletről is „lassan, de biztosan” konvergál a stacionárius megoldáshoz. Az első év során a megoldás kb. 0,5 °C-ra megközelíti az egyensúlyi megoldást,



5. ábra. A hemiszférikus havi átlaghőmérsékletek évi menete mérési adatok és számítások alapján



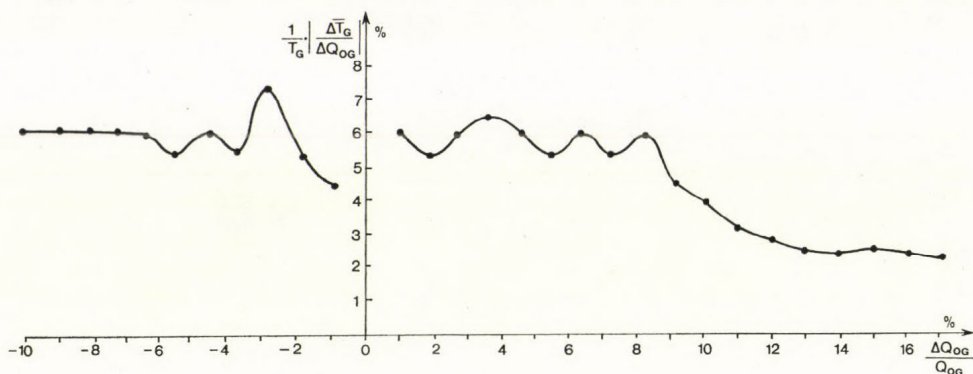
6. ábra. A napállandó-változás és a kialakuló stacionárius átlaghőmérséklet kapcsolata

azonban a hátra lévő tizedfokok „ledolgozása” 10–13 évet is igénybe vesz. A modell konvergencia-sebessége jól egyezik az éghajlat explicit modelljeiben számított konvergencia-értékekkel (például *Manabe és Stouffer*, 1980). A kezdetben gyors, majd egyre lassuló konvergencia oka az óceán–légkör-hőcsere parametrizálásakor előírtakkal magyarázható. R_G igazodott az előző év átlaghőmérsékletéhez. Tehát amikor az évi átlagok már keveset változnak, R_G is keveset fog változni – ennek hatására a következő év átlaga még kevesebbet változik –, azaz az átlagok változása „fékeződik”. Ez magyarázza a kezdetben igen gyors, majd egyre lassuló konvergenciát, bár a konvergencia sebessége kielégítő. Egyensúlyi kezdeti hőmérsékletről indítva a megoldás kb. 3 év alatt 5%-ra megközelíti a stacionárius megoldást.

2.3 Az évi menet reprodukálása. Az 5. ábrán a mérési adatokon alapuló és a modelltől számított hemiszférikus havi átlaghőmérsékleteket hasonlítjuk össze. Látható, hogy az évi átlagra és az amplitúdóra elfogadható értékeket kaptunk ($T_G = 15,1^\circ\text{C}$, $\delta T_G = T_G^{\text{max}} - T_G^{\text{min}} = 13,7^\circ\text{C}$). A fázisban azonban észrevehetünk egy kismértékű (kb. 1/2 hónapos eltérést, ennek oka feltehetően az óceán–légkör-hőtranszport parametrizációjában rejlik. A későbbiekben

ismertetni fogom, hogy az óceán – légkör-hőcserét hogyan kívánjuk egzaktabb alapokon parametrizálni, melynek segítségével vélhetően kiküszöbölhető lesz a kismértékű fáziskésés.

2.4 A modell viselkedése a napállandó megváltozására. Mint a bevezetőben említettük, a külső tényezők közül csak a szoláris sugárzással számolunk. Ennek hatását a napállandó-változáson keresztül vizsgáltuk. (Napállandó-változáson azt a folyamatot értjük, amikor a légkör külső határára érkező szoláris sugárzás a jelenlegi 1360 W/m^2 – értékhez képest néhány %-kal nő vagy csökken.)



7. ábra. A napállandó változásának és a modell érzékenységének kapcsolata

A 6. ábrán nyomon követhetjük a napállandó-változás hatására bekövetkező hőmérséklet-változást (ebben az esetben a hőmérséklet stacionárius évi átlagait vizsgáljuk.) A vízszintes tengelyen a relatív napállandó-változást %-ban, a függőlegesen a kialakuló egyensúlyi évi átlaghőmérsékleteket látjuk. Az ábra alapján a következőket állapíthatjuk meg:

a) A napállandó egyenletes változtatásával a hőmérséklet egyre nagyobb mértékben változik – látható, hogy mind a hűlés, mind a melegedés irányában a kialakuló görbe egyre jobban eltér a lineáristól. A $(-10\%; +10\%)$ intervallumban az átlagos érzékenység kb. 105% (érzékenységen az 1%-os napállandó-változás hatására létrejövő hőmérséklet-változás 100-szorosát szokás érteni). Összevetve modellünk érzékenységét a hasonló energiaegyensúlyi modellek érzékenységével (North, 1983 vagy Li Peng et al., 1982), azt mondhatjuk, hogy modellünk azokhoz képest kissé alulérzékeny. Az alulérzékenységnek több összetevője lehet, mégis valószínűleg parametrizációs pontatlanságok okozzák ezt.

b) Észrevehetjük, hogy a modellbeli éghajlati rendszer – legalábbis kisebb napállandó-változás esetén – érzékenyebb annak növekedésére, mint csökkenésére. Ez az eredmény nem egyezik a várttal, így érdemes részletesen megvizsgálni.

A 7. ábra vízszintes tengelyén a napállandó-változást, a függőlegesen pedig az egységnyi napállandó-változásra bekövetkező hőmérséklet-változást

(azaz $\frac{1}{T_G} \cdot \frac{dT_G}{dQ_{0G}}$ -t) tüntettük fel szintén relatív egységekben (az így definiált

mennyiség jó mérőszáma a modell érzékenységének). Az ábra alapján a következőket állíthatjuk:

– kicsiny változásokra a modell érzékenyebben reagál a melegedésre, mint a hűlésre ($\pm 2\%$ -ig),

– 3–4%-os változás körül – akár a napállandó csökkenését, akár növekedését tekintjük – lokális maximumokat találunk; ez különösen szembe-tűnő a hűlés oldalán,

– a változásokat tovább növelve mindkét oldalon kváziperiodikus hullámok alakulnak ki; ebben a szakaszban a napállandó csökkenésére és növekedésére nagyjából egyforma érzékenységgel reagál a rendszer,

– kb $\pm 6\%$ körül a kváziperiodicitás mindkét oldalon megváltozik, a

III. TÁBLÁZAT

A CO_2 megkétszereződésének hatása a hőmérsékletre és az óceánban tárolt hőre

	$T_G, ^\circ\text{C}$	$\delta T_G, ^\circ\text{C}$	Az óceánban elnyelt hő havi átlaga a nyári félévben, W/m^2	A légkörnek átadott hő havi átlaga, W/m^2	Mérleg
$N=1, [\text{CO}_2]=338 \text{ ppm}$	15,1	13,7	78,2	78,4	≈ 0
$N=2, [\text{CO}_2]=676 \text{ ppm}$	16,7	13,7	80,8	81,0	≈ 0
Változás	1,6	0,0	2,6	2,6	

hűlési oldalon a hőmérsékletváltozás állandósul, függetlenné válik Q_{0G} megváltozásától,

– a melegedési oldalon $+6\%$ után a hullámok kimélyülnek, a napállandó növekedése egyre kisebb hőmérséklet-változást indukál, és kb. 15% körül a melegedési oldal is állandósul, de jóval alacsonyabb szinten, mint a hűlési oldalon észlelhető.

Összefoglalva: az érzékenység a maximumokig a melegedésre nagyobb (ezt észleltük a 6. ábrán), utána az érzékenység egy rövid szakaszon mindkét oldalon nagyjából egyenlő, majd fokozatosan a hűlésre lesz érzékeny a rendszer. Az érzékenység említett alakulása többféle – esetleg kétes – magyarázatot is megenged. A maximumok és a kváziperiodicitás megléte indokolja a modell jövőbeni részletes stabilitásvizsgálatát.

2.5 Kísérlet a belső tényezők megváltoztatásával, a CO_2 duplázódás A belső tényezők megváltozásának hatását a CO_2 koncentráció – feltételezett – kétszereződésének példáján kívántuk vizsgálni. A CO_2 hatását az energia-mérlegre a hosszuhullámú kisugárzás áramán keresztül kapcsoltuk be a modellbe a következő módon (Vinnikov és Grojszman, 1981):

$$L_G(T_G(t)) = A + B \cdot T_G(t) + K \cdot \ln \frac{c}{c_0}$$

ahol c az új, c_0 a referencia-koncentráció, K pedig adott állandó. Az eredményeket összefoglalva a III. táblázatban láthatjuk. A stacionárius évi átlaghőmérséklet emelkedése ($1,6 \text{ }^\circ\text{C}$) elég jól egyezik az irodalomban ismertetett modellkísérletek eredményeivel, az éves amplitúdó viszont kisebb mértékben változik a napállandó-kísérlet alapján vártnál. A CO_2 – kétszereződés kísérlete során az óceán – légkör-hőtranszport vizsgálatokor azt tapasztaltuk, hogy az évi hőforgalom abszolút értékben kb. 3% -kal növekedett. Ez ismét egy érdekes hatásra hívja fel a figyelmet: Auguston és Ramanathan (1977) szerint a CO_2 duplázódás 4W/m^2 kisugárzás-csökkenést eredményez (azaz ennyivel több energia marad az éghajlati rendszerben). Azonban a modell-óceán a 4W/m^2 -ből

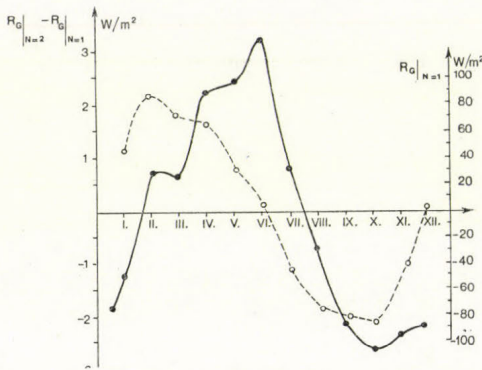
2,6 W/m²-t elnyel, így a légkör közvetlen sugárzási melegítésére csak 1,6 W/m² fordítódik. Ez azt jelenti, hogy a modellben a CO₂-duplázódás az óceánok intenzív felmelegedését vonja maga után, és ez a hatás jelentősebb, mint a közvetlen légköri hőmérsékletnövekedés.

A 8. ábrán az óceán és a légkör közötti hőforgalom éves menetét követhetjük nyomon. A szaggatott görbén R_G éves menetét láthatjuk a referencia-esetben, a folytonos görbe pedig a CO₂-duplázódás hatására létrejövő R_G megváltozását ábrázolja.

A következő megállapításokat tehetjük:

– Évi átlagban nem változik az óceán hőmérlege (ez a modell-feltételek között szerepelt).

– A modell-óceán rendkívül egyszerűen működik: amíg hőmérséklete kisebb a környezeténél, hőt szív el, amikor pedig nagyobb, hőt ad le a légkör



8. ábra. Az óceán és a légkör közötti hőforgalom, illetve az óceánban tárolt hő megváltozása a CO₂ koncentráció megkétszereződése esetén

nek. A maximális hőleadás februárban a maximális hőelszívás októberben figyelhető meg. Ha megvizsgáljuk a tárolt hő megváltozását (folytonos görbe) azt láthatjuk, hogy szélsőértékeit májusban és októberben veszi fel. Októberben tehát – amikor amúgy is maximális az óceáni hőelszívása – a CO₂-duplázódás hatására tovább nő az óceáni hőszivattyú szerepe. Februárban azonban, amikor az óceán a legtöbb hőt juttatja a légkörbe, a duplázódás után is jóformán változatlan marad ez a szélsőérték. Ehelyett májusban – amikor a referencia esetben az óceán mint gyenge hőforrás viselkedik – jelentős növekedésre kerül sor. A hőtárolás megváltozásának ez az asszimmetriája – azaz, hogy CO₂-kétszereződés hatására a hőelnyelés fokozódik, míg a hőleadás jóformán változatlan értéken marad – többféle, összetett hatásra vezethet, elsődlegesen az évszakok eltolódására. Ez az eredmény feltételezi és ki is használja a modell nagy időbeli felbontását, mivel a hőtárolási asszimmetriát éves vagy akár féléves időlépcsővel nem lehet kimutatni.

Annak ellenére, hogy ez utóbbi példa jól reprezentálja a modell használhatóságát kis időskálákon is, óvakodni kell a messzemenő következtetésektől, hiszen lényeges kölcsönhatásokat nem vettünk figyelembe, illetve elhanyagoltunk (például nem számítottunk az óceánokban oldódó CO₂-dal vagy a sarki sarkak olvadása miatti belsőenergia-változással).

Összefoglalás. Célunk olyan, viszonylag egyszerű, de az egyszerűségéhez mérten objektív éghajlatmodell kidolgozása volt, mely többféle felhasználói igénynek tesz eleget. Olyan alapmodellt állítottunk elő, mely alkalmas részletes stabilitásvizsgálatra, vagy amelyre építve a nulladimenzióról áttérhetünk az

egy-, illetve kétdimenziós vizsgálatokra, vagy amely megfelelő kibővítés után esetleg lokális klímamodellezést is lehetővé tesz. Ennek a hosszú távú, a Központi Léggörfizikai Intézetben megvalósítandó programnak az első lépéseit tettük meg.

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a nagy időbeli felbontással dolgozó nulladimenziós energiaegyensúlyi éghajlatmodell évi átlagban, amplitúdóban, érzékenységekben megfelel a kívánalmaknak. Közvetlen célunk a további munkában a lassú rendszerek (elsősorban az óceán) jobb parametrizálása: az óceánra felírt energiamegmaradás segítségével lehetőség nyílik a lassú és gyors alrendszerek közötti folyamatok nem statisztikai alapú parametrizálására.

Végül köszönetet mondok *Mika János*nak és *Práger Tamás*nak, akik hasznos segítségükkel, jó tanácsaikkal segítették e tanulmány megszületését.

IRODALOM

- Arakawa, A. A., Mintz, Y.*, 1982: Numerical simulation of the general circulation of the atmosphere, *Proc. WMO-IUGG Symp. Num. Weth. Prediction*, Japan Met. Agency IV – 7b to IV – 8b
- Auguston, N., Ramanathan, V.*, 1977: A radiative-convective model study of the CO₂ climate problem *J. Atmos. Sci.* 34, 448–451
- Berljand, T. G.*, 1980: Globalnoe raszpredelenyie oblakov *Gidrometizdat*, Leningrad
- Budüko, M. I.*, 1969: The effect of solar variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21, 611–619
- Defant, A.*, 1963: The temperature of the ocean surface. *Phys. Oceanography* Vol. I, plate 3B.
- Ellis, J., Vonder Haar, T. H.*, 1980: Zonal average radiation budget measurements from satellites for climate studies. *Pap. 240. Doc. of Atmos. Sci.*
- Golitsyn, G. S.*, 1983: Almost empirical approaches to the problem of climate its variations and fluctuations. *Adv. in Geoph.* Vol. 25, 85–114.
- Li Peng et al.*, 1982: Climate studies with a multi-layer energy balance model. *J. of Atmos. Sci.* Vol. 39, No. 12.
- Major Gy., Miskolci F., et al.*, 1982: World maps of relative global radiation. *WMO Tech. Not.* 172. *WMO* 557, 2–7.
- Manabe, S., Wetherald, R. T.*, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* Vol. 24, 241–259.
- Manabe, S., Stouffer, R. J.*, 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in atmosphere *J. of Geoph. Res.* Vol. 85, No C10, 5529–5554.
- North, G. R., Mengel, J. G., Short, D. A.*, 1983: Simple energy balance model resolving the seasons and continents. *J. of Geoph. Res.* Vol. 88, 6576–6586.
- Ohring, G., Gruber, A.*, 1983: Satellite radiation observations and climate theory. *Adv. in Geoph.* Vol. 25., 305–315.
- Sellers, W. D.*, 1969: A global climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *J. Appl. Met.* 8, 392–400.
- Vinnikov, K. Ya., Grojszman, P. Ya.*, 1981: Empiricseskij analiz vlijanyija CO₂ na szovremennüje izmenenija szrednyej godovoj prizemnoj tyemperaturü vozduha szevernovo polusarija. *Meteorologija i gidrologia* No. 11. 30–43.

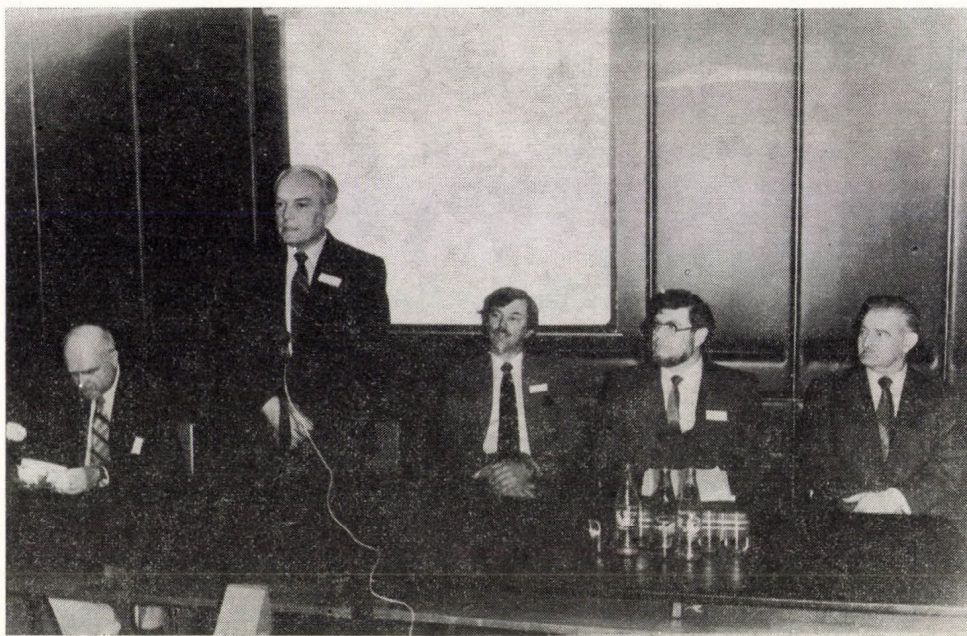
NEMZETKÖZI TÁVPROGNOSZTIKAI SZIMPÓZIUM BUDAPESTEN

Számos kísérlet történt az utóbbi években annak felmérésére, hogy a világ különböző országaiban foglalkoznak-e az időjárás hosszabb tartamú előrejelzésével vagy sem. Ha igen, akkor milyen jellegű ez a munka: kutatás, esetleg tervezés szintjén áll-e, vagy operatív. A meglehetősen hiányos adatok alapján is arra lehet következtetni, hogy a WMO tagországainak többségében nem adnak ki rendszeresen hosszabbtávú időjárás-előrejelzéseket. Ugyanakkor az is megállapítható, hogy a társadalmi és gazdasági igények erősen indokolják az ilyen jellegű operatív munkát. E kettősség magyarázata meg azt a tényt, hogy sok ország meteorológusai meg-megújuló kísérletet tesznek olyan empirikus vagy elméleti prognosz-

tikai eszközök kidolgozására, amelyek lehetővé tennék az időjárás távolabbi jövőjének előrejelzését.

Ez a sajtóságos körülmény teszi ma is időszzerűvé a kérdést: van-e létjogosultsága a távprognosztikának, és ha igen, milyen anyagi-technikai feltételek mellett? Ez tette indokolttá a Magyar Meteorológiai Társaság által az Országos Meteorológiai Szolgálat közreműködésével 1985. április 15–18-ig rendezett Nemzetközi Szimpóziумot, amely „A közép- és hosszú távú időjárás-előrejelzések korszerű problémái”-val foglalkozott.

A szimpóziумot április 15-én, hétfőn délelőtt 10 órakor a MTE SZ Kossuth Lajos téri székházában a szervező bizottság megbízott



A nyitóülés elnöksége. Balról jobbra: *Kapovits Albert*, a Központi Előrejelző Intézet igazgatója, *Koppány György*, a szervező bizottság elnöke, *P. Price* a WMO küldötte, *M. Buttenberg*, az NDK meteorológiai szolgálatának képviselője és *Szakály József*, az MMT társelnöke

títkára, *Koppány György* nyitotta meg. Két ünnepi köszöntés hangzott el. *Kapovits Albert*, a Központi Előrejelző Intézet igazgatója a magyar szolgálat nevében köszöntötte a megjelent vendégeket, röviden vázolta a szimpózium célját, továbbá a hazai távprognosztikai kutatások történetét. A vendégek részéről *M. Buttenberg*, az NDK meteorológiai szolgálata nevében mondott köszöntő szavakat, emlékeztetve a két ország meteorológusai között kialakult több évtizedes együttműködésre.

A 14 résztvevő ország zászlajával díszített teremben közvetlenül a megnyitás után megkezdődtek az első szekció előadásai. A szekció témája: „*Társadalmi igények és tudományos lehetőségek az időjárás közép- és hosszú távú előrejelzése terén*”; a szekció elnöke *Götz Gusztáv* volt.

A második szekció „*A középtávú előrejelzések fejlődése és jelenlegi helyzete*” c. témával foglalkozott. Az előadásokra hétfőn délután és 16-án, kedden délelőtt került sor; az előbbi ülésen *B. I. Szazonov* (Szovjetunió), a másodikon *Kapovits Albert* elnökölt. A harmadik szekció előadásai „*A hosszú távú előrejelzések módszereivel és eredményeivel*” foglalkoztak. Kedd délutántól az ülések a MTESZ Ankerközi székházában folytatódtak. A harmadik szekció ülésének elnöke *M. Buttenberg* (NDK) volt.

Szerdán, 17-én délelőtt *P. Price* (WMO) elnökletével összevont ülésen a harmadik témához kapcsolódó előadások egy része hangzott el, majd a negyedik téma, „*Az általános cirkuláció és speciális kérdések*”, előadásai következtek. Az előadások után általános, összefoglaló vita, élénk véleménycsere alakult ki. Ezzel a tudományos ülészak lezárult.

Az előadások tételes felsorolása helyett itt csupán néhány általános megállapításra szorítkozhatunk. A szimpóziumra négy kontinens 14 országából érkezett 24 küldött, míg a magyar résztvevők és érdeklődők száma 30–40 között volt. Összesen 27 előadás, illetve rövid összefoglalás szövege érkezett be, ezek egy közös kiadványban, nyomtatásban jelentek meg. A magyar szolgálat részéről *Koppány György* két, *Hunkár Márta* és *Dunkel Zoltán*, *Maller Aranka* három szerzőtársával, *Kaba Magdolna* és *Bartholy Judit*, valamint *Tóth Zoltán* egy-egy előadást tartott. Igen élénk érdeklődést váltott ki a külföldi előadók közül *R. W. Katz* (UAS), *M. Jarraud* (ECMWF, Reading, Anglia) és *S. Kruizinga* (Hollandia) előadása. Szembetűnő volt a résztvevők szakmai érdeklődése: a megnyitástól az ülés bezárásáig valamennyi előadáson legalább 50–60 fő volt jelen, a külföldiek közül csaknem mindenki türelmesen végighallgatta az összes előadást.

Érdeklődést váltott ki az ülésterem előteré-



A nyitóülés hallgatósága

ben elhelyezett anyag is: a hazai távprognosztika kronológiája angol nyelven, az operatív előrejelző szolgálatban felhasznált faksimile térképsorozat, a hazai közép- és hosszú távú előrejelzések angol nyelvű fordítása. Részben szerencsésen alakult a hely megválasztása: a MTESZ Kossuth téri székházából ui. jól látható a parlament gyönyörű épülete, ennek sziluettje volt a szimpózium emblémája az angol nyelvű körleveleken, a programfüzet és a kiadvány borítólapján.

Számos külföldi résztvevő, meglátogatta a Központi Előrejelző Intézetet is.

A tudományos program befejeztével, április 17-én, szerdán este a Hotel Ifjúság különtermében az OMSZ és a Magyar Meteorológiai Társaság fogadást adott a hivatalos résztvevők tiszteletére. Másnap, 18-án reggel bérelt autóbusszal indultak a hivatalos résztvevők a Hotel Ifjúság és a Gellért Szálló közeléből a szakmai kirándulásra. Az első cél Martonvásár volt, a program az MTA Kutatóállomásán működő fitotron megtekintése. Innen Siófokra vezetett az út, ahol a hangulatos, közös ebéd után a Balatoni Viharjelző Observatórium megtekintése volt a következő program. Visszafelé autóbusszunk rövid kitérőt tett Székesfehérvárra, itt egy órányi városnézésre nyílt lehetőség.

A négynapos, változatos program megszerzése és lebonyolítása meglehetősen sok szer-

vező és előkészítő munkát igényelt, amiből igen nagy részt vállalt *Kopocsy Endréné, Lépp Ildikó és Kaba Magdolna*. Köszönet illeti az OMSZ elnökét, *Barát Józsefet*, továbbá a KEI igazgatóját, *Kapovits Albertet*, akik erkölcsi és anyagi támogatásukkal segítették a szervezészerteágazó munkáját, *Berta Bertalannét*, a Távleőrejelző Osztály vezetőjét és munkatársait, akik a hazai szolgálat friss produktumainak bemutatását végezték jól összehangolt munkában. A szervező bizottság ezúton is köszönetét fejezi ki az OMSZ elnökhelyettesének, *Antal Emánuelnak*, a MMT főtítkárnak, *Simon Antalnak*, valamint a MMTelnökségének és választmányának értékes közreműködésükért és mindazoknak, akik egyéni hozzájárulásukkal segítettek a rendezvény lebonyolításában.

¶ Mind az előadások szünetében, mind a közös programok során bőséges alkalom nyílt személyes kapcsolatok teremtésére vagy elmélyítésére. Ez különösen a hazai szakemberek, azok közül is a fiatalok számára volt hasznos, hiszen a külföldi tanulmányutak a legutolsó évek során, gazdasági okok miatt, egyre nehezebben valósíthatók meg. Mint a szimpózium rendezésének indítványozója úgy vélem, hogy a külföldi szakemberekkel való ismerkedésnek és tapasztalatszerzésnek ez a módja járható út, ezért érdemes lesz a jövőben is hasonló rendezvényeket tartani.

Koppány Gy.

✱

MÉSZÁROS ERNŐ A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA LEVELEZŐ TAGJA

Az MTA 1985. évi közgyűlése május 9-én rendes és levelező tagokat választott. Az Akadémia új alapszabályai (1979) szerint: „Az Akadémia 75 évesnél fiatalabb tagjainak száma legfeljebb 200 lehet. . . . Az akadémiai tagság megszűnik a tag halálával. . . .”

Az utolsó tagválasztó közgyűlés (1982) óta elhunyt tagok számát figyelembe véve az Elnökség 30 rendes és 23 hetvenöt évesnél fiatalabb levelező tag megválasztására tett javaslatot a közgyűlésnek. Az Elnökség ezeket a jelentéseket a tudományos osztályok előterjesztései alapján készíti el. Az osztályok a tudományok doktorai közül azokra tesznek javaslatot, akiket legalább két akadémiai tag írásban ajánl és az Osztály a tagok titkos szavazásának egyszerű szótöbbsége alapján előterjeszt az Elnökségnek.

Mészáros Ernőt az osztályülés 91%-os szótöbbséggel javasolta az alábbi ajánlás alapján a közgyűlés elé terjeszteni, ami elnökségi határozattal megtörténvén, a közgyűlés 92%-os szótöbbséggel május 9-én az MTA levelező tagjává választotta. Jóllehet Mészáros Ernőt az *Időjárás* olvasói, mint a *Szerkesztőbizottság* elnökét jól

ismerik, a teljesség kedvéért az alábbiakban közöljük az osztályülés és a közgyűlés számára készült ajánlás szövegét.

„Javaslat levelező tagságra:

Mészáros Ernő meteorológus-oklevelet 1957-ben, egyetemi doktori címét („Az esőcseppek spektrális eloszlása” c. disszertációjával) 1961-ben, kandidátusi minősítését („A légköri aeroszol fizikai, kémiai vizsgálata” c. értekezésével) 1966-ban, a doktori fokozatot („A légköri vízgőz kondenzációjának termodinamikája” c. disszertációjával) 1970-ben szerezte meg.

Magyarországon a levegőkémiai, légkörfizikai kutatásokat Mészáros kezdeményezte, olyan időszakban, amikor ezek még világviszonylatban is éppen csak megindultak. E tudományterület jelentőségét a levegőszennyezés elleni védekezés nemzetközi méreteiben is gyorsan fokozta és a kiemelt kutatási feladatok szintjére emelte.

Tudományos munkásságát egyre inkább a kén- és nitrogénvegyületek légköri körforgalmára, transzport-folyamataira (savas esők) koncentráta („A nitrogén légköri körforgalma, az antropogén hatások környezeti kö-

vetkezmenyei". Időjárás, 1981, 85, 173 – 177), s ebben, valamint a rendszeres mérések megindításában úttörő, nemzetközi-egyesített munkát végzett.

Kutatásainak eredményeit 100-nál több, jórészt mértékadó külföldi folyóiratokban publikálta (*Aircraft measurements of the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles*. WMO Special Environment Rep., 1974, No. 3, 276 – 281). Ezeket kívül három könyve jelent meg az Akadémiai Kiadó, ill. az Orsz. Meteorológiai Szolgálat kiadásában (utóbbi francia), egy könyve és egy egyetemi jegyzete társszerzőkkel. Az *Elsevier Scientific Publishing Co.* és az *Akadémiai Kiadó* közös gondozásában, 1981-ben megjelentetett „*Atmospheric chemistry: fundamental aspect*” című angol nyelvű műve széles körű és pozitív nemzetközi visszhangja miatt különösképpen kiemelhető; megkapta érte az 1984. évi *Akadémiai Kiadó* Nívódíját.

További jelentős munkái közül kiemelhetők még az Akadémiai Kiadónál megjelent „*A levegőkémia alapjai*”, valamint a társszerzőkkel írt „*Fizikai meteorológia*” c. könyvei. Angol nyelven írt könyveit külföldi egyetemi szemináriumokon használják. (*Brest Frankfort am Main, Lausanne, Párizs, Stockholm, Zürich*). A felhőfizika és a levegőkémia hazai egyetemi oktatója.

Több nemzetközi szervezet (*WMO, IAMAP*) tudományos bizottságaiban mint választott tisztségviselő, ill. tag, aktív munkát végez. A Meteorológiai Világszervezet (*WMO*) megbízásából vezeti a Budapesten létesített, a háttérszennyezettség mérésével foglalkozó oktatási centrumot, s ebben a témában a francia (hivatalos) nyelvű afrikai országok konzultánsa. Szakmai tevékenységéért és a francia – magyar légkörfizikai tudományos kapcsolatok kiépítésében végzett jó munkájáért a bresti „*Université de Bretagne Occidentale*” 1983-ban fizikai karának díszdoktorává avatta.

1983 óta tagja a rangos „*Tellus*” c. nemzetközi folyóirat (kiadja a Svéd Geofizikai Társaság), a „*Journal of Atmospheric Chemistry*” c. levegőkémiai szaklap (kiadja a *Reidel Publishing Co. Hollandia*), és a „*Pollution Atmospheric*” (Párizs) szerkesztőbizottságának. 1984-ben a stockholmi „*International Peace Research Institute*” szakértőnek kérte fel a „*Katonai tevékenység és az emberi környezet*” c. téma körében.

Az *MTA* Meteorológiai Tudományos Bizottságának elnöke, a *MMT* és az *OKI* Tudományos Tanácsának tagja, az *Időjárás* c. szaklap szerkesztőbizottságának elnöke.

Megkapta a *Munkaéremend* arany fokozatát (1982), az *Akadémiai Díjat* (1979),

valamint többször is a *Kiváló Dolgozó* kitüntetését.

A légkörfizikával és a levegőkémiával a magyar meteorológiai kutatásban újat alkotott, iskolát teremtett, nemzetközi elismerést vívott ki. Tudományos eredményei társadalmi hasznosítást nyertek.

B u d a p e s t, 1984. május 7.
Aláírásk: *Bartha György, Béll Béla, Martos Ferenc* osztályelnök, *Pécsi Márton* osztályelnök h., az *MTA* rendes tagjai.

Az ajánlást Mészáros Ernő irodalmi munkáinak felsorolása egészíti ki.”

Amikor Mészáros Ernőnek a fenti ajánlás alapján imponáló szavazattöbbséggel történt megválasztását méltatjuk, nem szabad megfeledkeznünk egyrészt arról, hogy az *MTA* milyen fontos szerepet töltött be a magyar meteorológia kezdeti történetében és tölt be ma is. Másrésztől nem feledkezhetünk meg nagynevű elődeinkről sem, akik akadémiai tagokként megalapozták a hazai meteorológiai kutatások nemzetközi tekintélyét.

Az *Akadémia* meteorológus tagjaként elsőnek említendő *Berde Aron*, akit 1858-ban az első magyar agrometeorológia megjelenéséért az *MTA* levelező tagjává választott. Másodikként az *Orsz. Meteorológiai és Földmágnassági Intézet* alapító igazgatóját, *Schenzl Guidót* választották meg 1867-ben az *MTA* levelező, majd 1876-ban rendes tagjává. Az első világháború előtti időszakban harmadikként *Konkoly-Thege Miklós* csillagászt, meteorológust és világhírű műszerkonstruktort választotta meg az *MTA* 1876-ban levelező, majd 1884-ben tiszteleti tagjának.

A tragikus sorsú *Steiner Lajos* kiváló elméleti meteorológus 1917-ben lett az *MTA* levelező tagja, majd hosszú szünet után, 1970-ben választotta az *Akadémia* levelező tagjává, majd 1981-ben rendes taggá *Béll Bélát*. Végül az *MTA* levelező tagja lett 1976-ban az *Orsz. Meteorológiai Szolgálat* akkori elnöke, *Czelnai Rudolf*. Ilyenképpen az 1985. évi közgyűlésen levelező taggá választott *Mészáros Ernő* hetedik meteorológus tagja a 250 évnél idősebb *MTA*-nak.

Azt az örvendetes tény, hogy napjainkban három meteorológus képviseli tudományunkat akadémiai szinten, az elért eredményeken kívül az *Akadémia* tudományunk iránti megbecsülésének és támogatásának köszönhetjük.

Megválasztása alkalmából elismeréssel üdvözljük *Mészáros Ernőt*, az *MTA* legfiatalabb meteorológus tagját, és munkájához jó egészséget, sok sikert és további megérdemelt elismerést kívánunk.

Béll B.

TANULMÁNYÚT AZ EGYESÜLT ÁLLAMOKBAN

1982. augusztus 1-től 1983. május 31-ig tíz hónapot töltöttem az Egyesült Államokban. Utamat az IREX (*International Research and Exchanges Board*) szervezte. Az IREX csak adminisztrációval foglalkozik, de mindent megtesznek annak érdekében, hogy ösztöndíjasaik a lehető legjobb körülmények között tanulhassanak, dolgozhassanak. Bár utam tanulmányút volt, konkrét kutatási feladatot kellett megoldanom, és az eredményekről amerikai szakembereknek beszámolnom.

Fő kutatási témám a valószínű maximális csapadék becslése volt. E feladaton Washingtonban a Hidrológiai Intézet (*Office of Hydrology*) Hidrometeorológiai Csoportjában (*Hydrometeorology Branch*) dolgoztam öt hónapig. Ebben a csoportban csak ezzel a témával foglalkozik négy-öt szakember, és a kutatáshoz szükséges klimatológiai alapmezők, ill. a feldolgozott, ún. „történelmi ciklonok” is rendelkezésükre állnak.

Valószínű maximális csapadékon azt a fizikailag lehetséges legnagyobb csapadékmennyiséget értjük, amely valamely vízgyűjtőre, adott időtartam alatt, az év egy bizonyos szakában lehullhat. Ezek az értékek elsősorban hidrológiai tervezésekhez szükségesek. Bár a becslése statisztikai módszerek is vannak, én a szinoptikus meteorológia eszközeivel végeztem becsléseket a Deerfield folyó vízgyűjtőire (Massachusetts állam). 18–19 inch (450–480 mm) körüli, becsült értékeket kaptam. A Deerfield folyó völgyében lévő atomerómú 13 inch-et (330 mm) meghaladó csapadékmennyiség esetén már lényeges kárt szenved, ezért a kapott eredmények az atomerómú vezetőségét igen súlyosan érintették, mivel komoly védőgát-rendszert kellett volna tervezniük. Az Egyesült Államokban azonban nem lehet nem figyelembe venni a megrendelt kutatási eredményeket. Ezt mindennél jobban bizonyítja, hogy az atomerómú vezetősége más módszerekkel is követelt becsléseket, majd – mivel az értékek nem lettek alacsonyabbak – beperelte a Meteorológiai Szolgálatot, azzal, hogy nem megfelelő módszereket alkalmazott. A pert természetesen nem nyerték meg, ami azt jelenti, hogy komoly beruházásokat kell eszközölniük.

Washingtoni tartózkodásom végén két hetet a Nemzeti Meteorológiai Központban (*National Meteorological Center*) töltöttem. Itt készül minden lényeges alapanyag az USA 52 tagállamának előrejelző szolgálata (*Weather Forecast Offices*) részére. Bár még manuálisan előállított anyagok is léteznek, szinte minden adatot, ill. meteorológiai mezőt számítógéppel állítanak elő. Mind az alap-, mind a több modell felhasználásával előállított előrejelzett meteorológiai mezők az AFOS (*Automation of Field Operations Services*) számítógépes rendszeren keresztül jutnak el az 52

előrejelző szolgálathoz. E rendszeren keresztül juttatják el a poláris, ill. földszinkron pályán mozgó műholdak képeit is. E rendszerbe kerülnek be az előrejelzések, melyek így automatikusan jutnak el a felhasználókhoz. Az elmondottakból következik, hogy a szinoptikus szinte egész szolgálata alatt a számítógép előtt ül és „billentyűzik”.

E csodálatos technikai felszereltség ellenére, tapasztalataim szerint, előrejelzések nem jobbak a mieinknél. Ennek valószínűleg az az oka, hogy a szinoptikus „nem él eléggé együtt az időjárással”; többnyire a jelenlegi időjárás helyzetet alapos ismerete nélkül, az előrejelzett meteorológiai mezők alapján készíti előrejelzéseit.

Az ultrarövidtávú előrejelzések területén azonban igen komoly eredményeket értek el, elsősorban a technikai fejlesztések alkalmazásával. A veszélyes időjárási jelenségek előrejelzése már több államban folyik, és további erőfeszítéseket tesznek e szolgáltatások általánossá tétele érdekében.

1983 februárja rövid látogatásokkal telt. Körülnéztem Norman-ban (Oklahoma), a *Severe Storm Laboratory*-ban. Ebben az intézetben előrejelzést nem készítenek. Követik a már kialakult veszélyes időjárási jelenségeket radarral, műholddal, mérőköcsikkal, és ezzel az előrejelzés segítségével túl nagyon sok tapasztalatot és adatot gyűjtenek a kutatómunkához is. Mivel csak szezonban dolgoznak, a téli fél évben lehetőségük nyílik ezek feldolgozására, és így jelentős eredményekkel járulhatnak hozzá az előrejelzések fejlesztéséhez, javításához.

Itt derült ki, miért nem használják szívesen az előrejelző szolgálatoknál a radarral mért adatokat. A szolgálatok digitális mérési adatokat kapnak, maga a mérés azonban nem automatikus! Ezért a szinoptikusok legnagyobb része nem tartja megbízhatónak a mérési eredményeket. Norman-ban igen jó radarberendezés segítségével próbálnak mindent megtenni a mérések pontosabbá tétele és az adatok elfogadtatása érdekében.

Ezután Kansas City-ben (Missouri) töltöttem három hetet. A Meteorológiai Szolgálat Oktató Központjában (*Weather Service Training Center*) részt vettem egy hirtelen kitörő árhullámokkal kapcsolatos továbbképzésen. Hirtelen kitörőnek a pár órával a csapadékhullás után bekövetkezett árhullámot nevezzük. Mivel a pár óra nincs szigorúan meghatározva, 3–48 óra között lehet, érthető, hogy számunkra ez a téma igen fontos. Bár a Dunán sem lehetetlen, a Tiszán mindenképpen kialakulhatnak árhullámok pár órával a csapadékhullás után, nem is beszélve kisebb folyóinkról.

Ezen a tanfolyamon sokat tanultam mezoszínoptikából, és itt hallottam a legtöbbet a radar s a műhold alkalmazásáról az előrejelzés-

ben. Az egyik legérdekesebb megállapítás R. A. Maddox előadásában hangzott el: „... egyre fontosabbá válnak az alapkutatások! Nagy baj, hogy még mindig az Európában oly rég kidolgozott ciklon-modelleket fogadjuk el igaznak. Az amerikai kontinens felett ezek nem mindig jók.” E megállapítás igazát bizonyítják az ún. *Mesoscale Convective Complex*-ek, melyeket a műholdképek segítségével fedeztek fel, és amelyek szinte minden esetben veszélyes időjárási jelenségeket okoznak. Számunkra ebből az az igen hasznos tanulság, hogy kellő kritika nélkül földrészünktől távol kidolgozott egyetlen módszert sem szabad átvennünk; az időjárás különbözősége miatt az előrejelzésekben alkalmazott módszerekben is kell, hogy legyen különbség. Saját előrejelzési módszereinket tehát nekünk magunknak kell kidolgoznunk, természetesen mindig figyelembe véve és máshol elért eredményeket.

A veszélyes időjárási jelenségeket előrejelző központban (*National Severe Storm Forecast Center*, Kansas City, Missouri) már látható valami abból a rendszerből, amelyet az 52 állam előrejelző szolgálatai számára a 80-as évek végére, 90-es évek elejére terveznek a mezoskalájú előrejelzések javítása érdekében. E számítógépes rendszert ők maguk fejlesztették ki. Mind a hagyományos, mind a távérzékelő berendezések mérési eredményeit felhasználva, számítógépes mezoanalíziseket készítenek, javítva ezzel a veszélyes időjárási jelenségek előrejelzéseinek bevalását.

Bár február nem tornádó-szezon, nekem szerencsém volt. Két tornádó is kialakult az USA területén, míg ott voltam, így végignézhettem az előrejelzés folyamatát. Ekkor állapítottam meg, hogy a meteorológusok a világon mindenhol egyformák. Nyugalom és békeség van egészen addig, amíg veszélyes időjárási helyzet nem alakul ki...

Ezután Seattle-be utaztam (Washington állam), ahol a washingtoni egyetem Légtörfizikai Tanszékén dolgoztam három hónapig (*University of Washington, Department of Atmospheric Sciences*). Csapadékrendszerekkel foglalkoztam, de az újonnan tanultaknak nem tudtam igazán örülni. Öröömöm eltörpült az ott dolgozók technikai lehetőségei fölött érzett „szakmai irigység” mellett. A tanszéknek saját radarberendezés és egy B-23-as repülőgép áll rendelkezésre (azóta kicserélték, most új, modernebb gépük van). Napokig repülnek egy meteorológiai objektumban, egészen addig, míg a radar képernyőjén bármilyen cél is látszik. A repülőgépes mérések a radar-adatok és a hagyományos meteorológiai megfigyelő állomások adataival összevetve komoly segítséget nyújtanak ciklon-modellek készítéséhez, a felhőrendszerek mind jobb és jobb megismeréséhez.

Azt hiszem, tíz hónap szakmai tapasztalatait, tanulságait ilyen röviden összefoglalni nem

lehet. És bár tíz hónap elég hosszú idő, az USA-ban folyó szakmai munka kellő áttekintésére ennyi sem elég. Hangsúlyozni szeretném, hogy a leírtak az én tapasztalataim, lehet, hogy mások másképpen látták volna. Tapasztalataimnak saját szűkebb szakterületemen, a csapadékélőjelzésben már eddig is igen sok hasznát láttam. Egy ilyen tanulmányút azonban ennél sokkal többet ad. Az ember látóköre kiszélesedik, szakmai hozzáállása, gondolkodásmódja változik. Olyan szakmai kapcsolatokra tehet szert, amely a későbbiekben nagyon fontos. Másképp fogadja és javasolni is tudja az újat, amelynek bevezetése nem mindig jelent örömet egy operatív szolgálatban. Éppen ezért gyümölcsöző lenne, ha nehéz anyagi helyzetünk ellenére, mind több és több szakembernek nyílnék lehetősége hosszabb-rövidebb tanulmányútra menni.

Takács Á.



AZ IDŐJÁRÁSI VILÁGSZOLGÁLAT (WWW) TERVEI 2000-IG

Sokak szerint a meteorológiai tevékenységben forradalom van kialakulóban. Az Időjárási Világszolgálat mintegy húsz esztendővel evolúciója néhány éve lelassult, nyilvánvalóvá váltak hiányosságai. A felszámolásukra életre hívott integrációs törekvések, a velük egyidőben jelentkező új technikai eszközök és technológiák, valamint a nemzetközi együttműködés új formái (fejlesztési társulások, konzorciumok) olyan mértékű és minőségű változásokat eredményeznek, amelyek könnyen a fenti vélemény kialakulásához vezetnek. Befejezéshez közeledik az automatikus repülőgépes megfigyelések (ASDAR), a kereskedelmi hajókra telepíthető automatizált magaslégtör megfigyelések (ASAP) programja, a Globális Légtörkutató Program (GARP) keretében kipróbált bójákon végzett mérések mindennapi gyakorlattá váltak, a meteorológiai mesterséges holdak képi adatai minden ország számára hozzáférhetők, s közel az az idő, amikor a több csatornás sugárzásmérési adatokból megbízható hőmérsékleti és nedvességi profilok nyerhetők az egész Földre kiterjedően, és olyan nemzetközi központok jöttek létre, mint például az Európai Középtávú Időjáráselőrejelző Központ (ECMWF), amelyek az időjárás számszerű előrejelzése minden elméleti eredményének gyakorlati alkalmazásához szükséges nagykapacitású számítástechnikai eszközökkel vannak felszerelve. Sosem látott bőségben folyik a nemzetközi központok termékeinek szétozása a globális távközlési rendszerben és folyamatban van egy új, bit-orientált távközlési eljárás (GRIB) kidolgozása és beveze-

tése a már jól ismert rácspon-t-adatok köz-lésén kívül (GRID). A meteorológiai szol-gálatok technikai és gazdasági adottságaik-nak megfelelően vesznek részt a fenti te-vékenységekben és igyekeznek ennek ered-ményeiből minél többet hasznosítani, fő-ként a rohamosan terjedő mikroprocesszor-technika segítségével.

Ebben a helyzetben folyik immár évek óta az Időjárási Világszolgálat hosszú távú, egészen 2000-ig terjedő tervének széles körű vitája a Meteorológiai Világszervezet (WMO) különböző fórumain. A tervkészítői a tervek reális megvalósíthatósága mellett az előrete-kintést és a képzelőerőt tekintik a legfon-tosabbnak. Az Időjárási Világszolgálat globális és regionális összetevőinek az év-század végéig elképzelt és joggal feltéte-lezhető fejlesztési irányainak kijelölésén kívül az a céljuk, hogy a hosszú távú tervekkel olyan eszközt adjanak az egyes országok meteorológiai szolgálatainak, amely megkönnyíti számukra saját fejlesz-téseik meghatározását.

Miközben az Időjárási Világszolgálat ada-tai és szolgáltatásai továbbra is ingyene-sek, a fejlesztésekben való részvétel pedig

önkéntes, figyelmet érdemel az, hogy az Időjárási Világszolgálat kulcsfontosságú komponenseinek fejlesztése sok esetben konzorciális alapon valósul meg, amikor is a konzorciumok tagjai természetesen több-letinformációk és többletproduktumok elő-nyeit élvezik, amint erre már vannak példák is.

Az Alaprendszerek Bizottságának (CBS) soron következő ülése az a legközelebbi szé-les körű fórum (1985), amely megvitatja az Időjárási Világszolgálat hosszú távú ter-vét, mielőtt a Világszervezet kongresszusa azt 1987-ben jóváhagyja. Minden meteoro-lógus számára világos ennek a tervzetnek a fontossága, meghatározó jellege és sejt-hetők alkalmazásának konzekvenciái. Szá-munkra különösen kedvező a pillanat; most van folyamatban a VII. ötéves terv alapvető koncepcióinak kidolgozása. Úgy véljük, alkalmas időben célszerű vissza-térnünk az *Időjárás* hasábjain az Időjárási Világszolgálat hosszú távú tervének rész-e tes ismertetésére, s a hazai meteorológiai tevékenységre gyakorolt várható hatásá-nak elemzésére.

Kapovits A.

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket frünk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdése. *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.

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.

Levél cím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levél cím: 1906 Budapest, Pf. 223.

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató



85.1614 Athenaeum Nyomda, Budapest — íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329