

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

90. ÉVF. ★ 6. SZÁM ★ 1986. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

<i>Pandžić, K.</i> : Faktoranalízis aránylag kis területű hőmérsékleti mezőre (angol nyelven) 321
<i>Haszpra László — Turányi Tamás</i> : A légköri salétromsav keletkezése különböző feltételek között (angol nyelven) 332
<i>Srivastava, V. — Vir Singh</i> : A hidrogén különböző energia-eloszlású proton záporok alkalmával keletkező Balmer-emissziójának modellszámítása (angol nyelven) ... 339
<i>Bartholy Judit — Keller László</i> : Acut cerebrovascularis megbetegedések meteorológiai összefüggései (angol nyelven) 350
<i>Ács Ferenc — Mihailović T. Dragutin</i> : A talaj hőforgalmának évi menete Újvidéken ... 359
<i>Pintér Ferenc — Rákóczi Ferenc — Tanczer Tibor</i> : Viharos szelek becsülhetősége a Balaton térségében, műholdfelvételek alapján 365
<i>Bartha Imre — Böjti Béla — Horváth Ákos</i> : A balatoni viharjelzések optimalizálása a jelzőrendszer korszerűsítése után 371
Irodalom 381
Krónika 383

CONTENTS

<i>Pandžić, K.</i> : Factor analysis of temperature field on a relatively small area (in English). 321
<i>Haszpra, L. — Turányi, T.</i> : Production of nitric acid in the atmosphere under different conditions (in English) 332
<i>Srivastava, V. — Vir Singh</i> : Model calculation of hydrogen Balmer emissions in case of proton precipitation of different energy distribution (in English) 339
<i>Bartholy, J. — Keller, K.</i> : Meteorological aspects of acute cerebrovascular diseases (in English) 350
<i>Ács, F. — Mihailović, T. D.</i> : The annual course of heat exchange in the soil in Novi Sad 359
<i>Pintér, F. — Rákóczi, F. — Tanczer, T.</i> : On the possibility of estimation of wind storms in surroundings of Lake Balaton by satellite images 365
<i>Bartha, I. — Böjti, B. — Horváth, Á.</i> : Optimization of storm warnings at Lake Balaton after completing the reconstruction of the present warning system 371
Literature 381
Chronicle 384

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 90. ★ NO 6. ★ NOVEMBER—DECEMBER 1986. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
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, 90. évf. 6. szám 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec. 1986. Budapest

Factor analysis of temperature field on a relatively small area

PANDŽIĆ, K., *Hydrometeorological Institute, 41 000 Zagreb, Grič 3, Yugoslavia*

Faktoranalízis aránylag kis területű hőmérsékleti mezőre. Az analízissel, amelyet az Adriai tenger és a Pannon Alföld (Horvátország) által határolt területen lévő 108 meteorológiai állomás (1. ábra) 20 évi (1961–1980) havi középhőmérsékleti adatsorán végeztünk el, 17 homogén hőmérsékleti csoport ill. szektor (5., 6. ábra) mutatható ki. A feldolgozás során a faktoranalízisnek a meteorológiában jelenleg egyik leggyakrabban használt eljárását a PC (PC = Principal Component) azaz a főkomponens analízist alkalmaztuk. Az első három PC a teljes hőmérsékleti mező varianciáját 99,6% pontossággal adja meg. Szerző kimutatja hogy az első PC a szárazföldi eredetű, a második a tengeri eredetű melegedéssel, a harmadik pedig a légköri cirkulációval kapcsolatos. Az első PC a pannoni- területre, a második az adriai térségre és a harmadik a hegyvidékre van a legjelentősebb befolyással. Az Adriai-tengertől távolabb eső hegyvidéken a három PC hatása elmosódott és itt mutatkoztak az állomásoknak a hőmérséklet szempontjából legváltozékonyabb csoportjai.

✱

Factor analysis of temperature field on a relatively small area. The analysis for 108 meteorological stations on profile Adriatic sea-Pannonian lowland (territory of Croatia) is presented with the classification in 17-homogeneous temperature groups (sectors). For this purpose 20 year time-series of mean monthly temperature (1961–80) is used. Method of principal components (PC) is applied, today the most used method of factor analysis in meteorology. The first three PC are considered which described 99,6% of total temperature field variance. It is shown that the first PC is related to the mainland heat, the second one to the sea heat and the third one to the atmospheric circulation. The first PC has the strongest influence in Pannonian, the second in the Adriatic and the third one in the mountainous area of above-indicated profile. In mountainous hinterland of the Adriatic sea, the influences of these three PC are intermixed and here the most variety of separate station groups (sectors) is formed.

✱

1. Introduction. Factor analysis of meteorological parameter fields is recently in frequent use. One of the important results of this analysis is the possibility of defining climate homogeneous sectors. Until now, this analysis was applied for division into rainfall climate types (Dyer, 1975; Melice and Wendler, 1984; Wigley et al., 1984; Maheras, 1985.)

However, Bartholy and Kaba (1985) made a division of Northern Hemisphere into temperature homogeneous sectors using monthly (winter) temperature data and factor analysis method. According to their division, almost entire Europe belongs to a single sector.

Contrary to their analysis, in this paper, an attempt is made to apply the factor analysis and division into homogeneous temperature zones to the relatively small area such as a profile Adriatic-Pannonia.

2. Description of the method

The method used in this study is similar to the other methods of factor analysis, by which we attempt to find causes affecting the changes and correlations of the observed variables.

The observed variables are called the manifest variables, and the others established by this analysis are indicated as factors. The hypothesis of the analysis is: 1. that the manifest variables are more numerous than the factors and, 2. that the manifest variables are correlated while the factors are not. If the mathematical-statistical procedure, named as the method of principal components is used, than the factors are called the principal components. Since the complete procedure of this method would need much more space, the reader is referred to the books with more details (Kendall, 1976; Fulgosi, 1979). In this paper, we will presented the results of the method's practical application.

3. Data

Twenty year time-series (1961 – 80) of surface mean monthly air temperature departure from yearly averages for 108 meteorological stations on profile Adriatic-Pannonia (territory of Croatia-Yugoslavia) were used as the manifest variables. Each of these time-series has 240 statistics. Missing data were interpolated according to the near stations. The station network

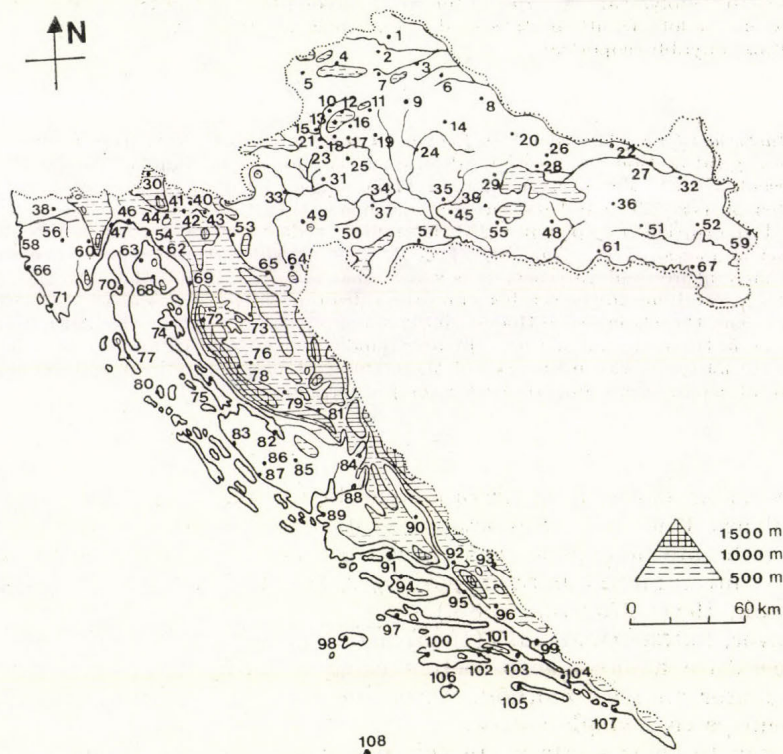


Fig. 1. Map of Croatia (the profile Adriatic-Pannonia) with the numbers of meteorological stations

presented on *Fig. 1* covers rather uniformly distributed stations over the Adriatic, Pannonian and mountainous area.

Data sets are recorded on the tape of microcomputer ZX Spectrum 48 K. The correlation matrix was calculated by the use of Sepctrum's BASIC programs. Since, the memory of this computer is relatively small, correlation matrix is divided in more 10×10 submatrices.

4. Correlation matrix

The correlation 108×108 matrix whose elements are correlation coefficient of monthly temperature from different meteorological stations was calculated. Arrangement of elements in that matrix (in some row or column) corresponds to the number of stations presented in *Fig. 1*. Part of this symmetrical matrix is presented in *Table I*. It is evident that the correlation coefficient are smaller if the distance between the stations is larger or if one station is from Pannonian and the other from the Adriatic area. This

TABLE I.

Part of the correlation matrix of temperature field from the profile Adriatic-Pannonia

Stations	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
51	1.000	.998	.993	.975	.998	.983	.997	.977	.997	.981
52		1.00	.992	.974	.997	.982	.996	.976	.996	.980
53			1.00	.980	.994	.986	.995	.980	.993	.981
54				1.00	.977	.993	.979	.994	.975	.989
55					1.00	.985	.998	.978	.996	.982
56						1.00	.986	.997	.983	.995
57							1.00	.980	.995	.984
58								1.00	.977	.992
59									1.00	.980
60										1.00

fact indicates that differences between correlation coefficients do not represent the noise. Considering the entire matrix it is found that the smallest correlation coefficient appears between the stations numbered by 3 and 108, whose value is 0.934, being therefore still relatively large. For this reason, it can be stated that the variations of monthly temperature have a strong stochastic relations over the considered area, what is a consequence of nearly uniform influence of the common factors. However, looking on the correlation matrix three various groups of stations could be observed: Adriatic, Pannonian and mountainous. Some of these stations are loaded by the particular

TABLE II.

The variances of the first ten PC of temperature field from the profile Adriatic-Pannonia, after VARIMAX rotation

Pe's	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
VAR.	56.26	51.09	0.14	0.08	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03
%	52.10	47.30	0.12	0.08	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03
CUM.	52.10	99.40	99.50	99.60	99.70	99.70	99.70	99.80	99.80	99.80

factors (PC) more than the others. In the next section we will discuss what these factors are, and how much they load each of the stations (or the group stations).

5. Principal component analysis

Since with the unrotated PC no satisfying interpretation was achieved, the orthogonal rotation (VARIMAX) of PC is used. By this rotation the PC

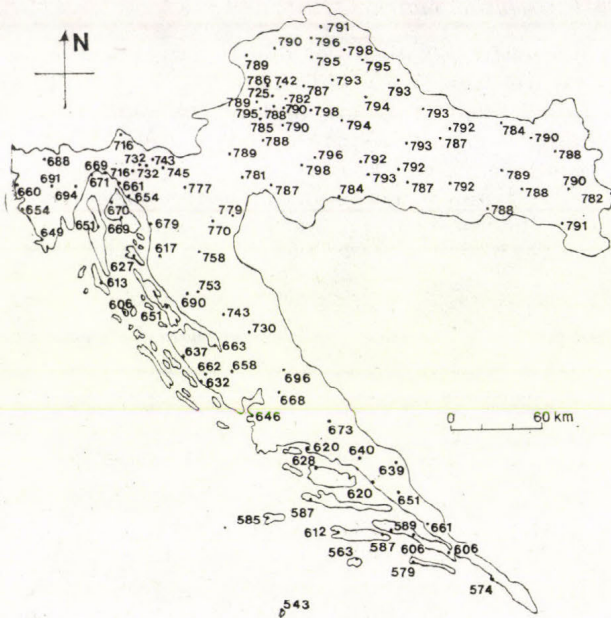


Fig. 2a. PC's loadings ($\times 10^3$) of the first PC temperature field from the profile Adriatic-Pannonia

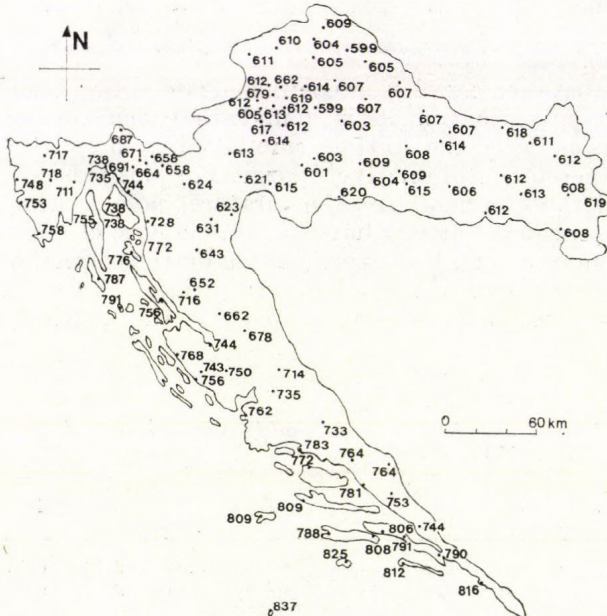


Fig. 2b. As in Fig. 2a but for the second PC

remain orthogonal (uncorrelated), while PC's loadings (correlation coefficients among PC and manifest variables) have changed. The change of total variance distribution on PC also occurs, whose arrangement following VARIMAX rotation are presented in *Table II*. Contrary to the unrotated case, where the first PC were described 98.2 % and the second one 1.1% of the total variance, the application of VARIMAX rotation, and the second PC describes rather large part of the total variance (43.3%), close to the

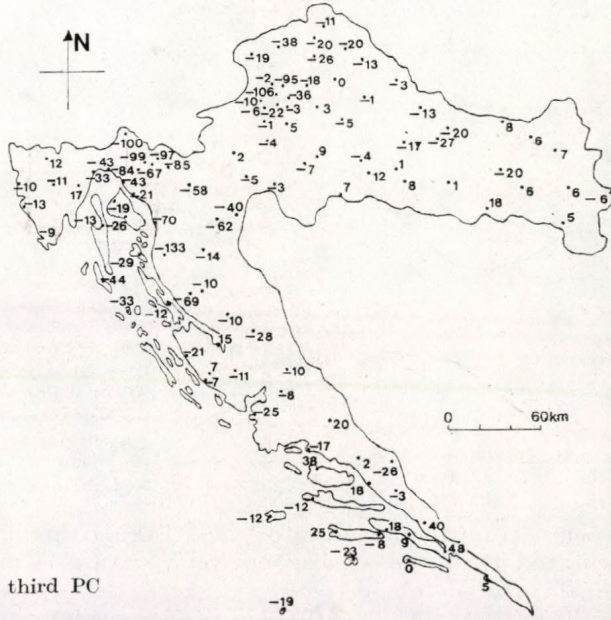


Fig. 2c. As in Fig. 2a but for the third PC

first one (52.1%). The other PC are described almost neglectingly small part of the total variance, before as well as after the rotation. In the following text, only VARIMAX rotated PC will be considered.

a) *Component loadings analysis.* As pointed out above, PC's loadings are correlation coefficient among manifest variables and PC, and therefore they could be used for their analysis. For this purpose PC's loadings are presented in *Figures 2a, 2b and 2c* for the first three PC. Their values range from 0.543 (on Adriatic) to 0.798 (in Pannonia) for the first PC, as seen in *Figure 2a*,

TABLE III.

Presentation of dependence of PC's loadings of the first three temperature field PC on the station altitude, for some stations from the profile Adriatic-Pannonia

Stations	Alt. (m)	PC1	PC2	PC3
17	128	0.790	0.612	0.003
18	157	0.788	0.613	-0.022
16	220	0.782	0.619	-0.036
12	620	0.742	0.662	-0.095
13	988	0.725	0.679	-0.106

and from 0.599 (in Pannonia) to 0.837 (an Adriatic) for the second PC, as shown on Figure 2b. Furthermore PC's loadings decrease by the stations altitude for the first and the third PC, while increasing for the second (*Table III*). Taking this into consideration it can be assumed that the first PC is related to the mainland heat whereas the second PC to the sea heat. Besides it can be seen that the mountainous stations have similar behaviour

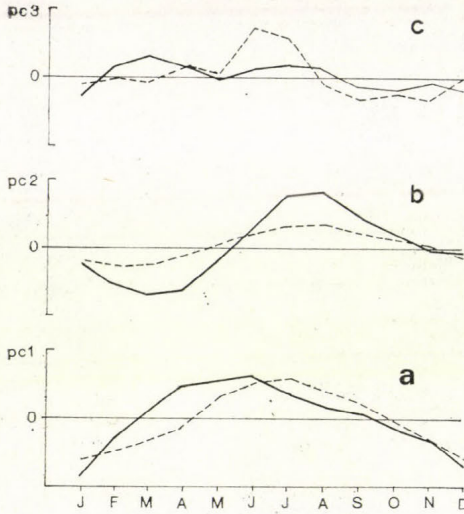


Fig. 3. Presentation of the annual course of the first three temperature field PC from the profile Adriatic-Pannonia in comparison with: a) soil temperature at 2 cm depth for station 17, b) sea surface temperature for station 91 and c) frequency of cold fronts in Yugoslavia according to Lalić (1979)

in comparison to the Adriatic ones. Taking this into consideration, it can be suspected that free atmosphere temperature is more influenced by the sea than by the mainland.

The third PC has the most expressed influence on the mountainous stations, particularly on those oriented toward NE, and those on the North Adriatic, where the bora wind phenomenon occurs frequently. Since the bora is related to the NE cold air outbreaks (associated with the cold fronts), it can be presumed that the third PC is related to the larger scale atmospheric

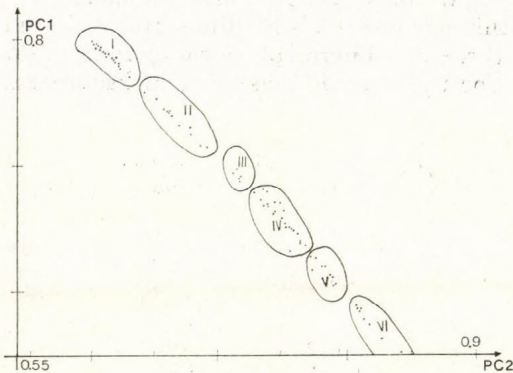


Fig. 4a. Presentation of the meteorological stations from the profile Adriatic-Pannonia in the coordinate system PC1 - PC2

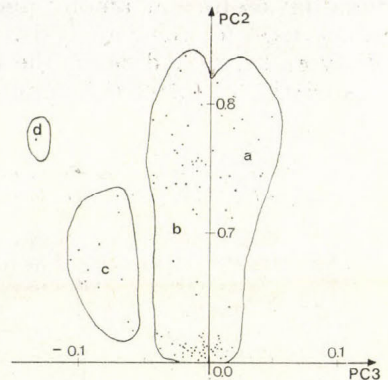


Fig. 4b. As on Fig. PC2 - PC3 4a except for

circulation (particularly the cold fronts). That assumption is also supported by the negative sign of the PC's loadings of the third PC.

b) *Component scores analysis.* In the preceding section, we have considered the spatial analysis (S-mode) of PC. However, PC temporal analysis (T-mod) can be done by considering time course of PC's scores, which are presented in Fig. 3 for the first three PC. besides the annual course of PC's

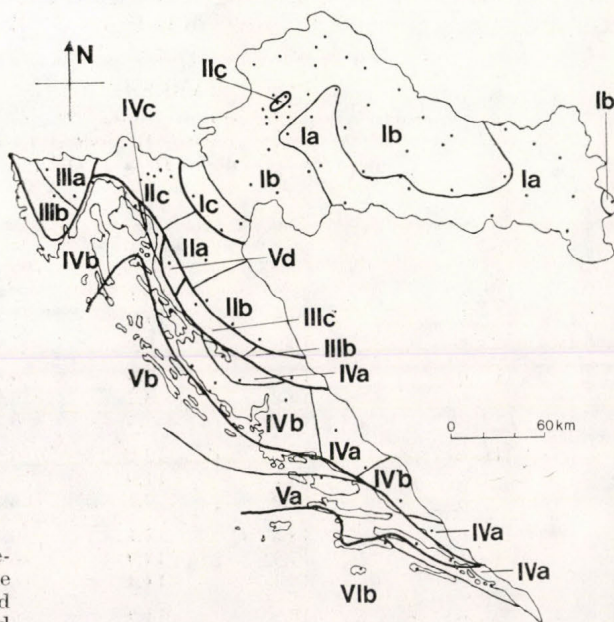


Fig. 5. Distribution of homogeneous temperature sectors on the profile Adriatic-Pannonia obtained by the application of PC method

scores for the first three PC. This figure also presents: the annual course of soil temperature at 2 cm depth for station 17, the sea surface temperature for station 91 and the annual course of cold front frequencies in Yugoslavia according to the study by Lalić (1979). There are no absolute agreement of the presented PC's scores and indicated quantities but similarity evidently exists. Disagreements are understandable because PC are more general variables than the compared quantities. Besides these PC are uncorrelated, while in reality stochastic dependence exists between the mainland and the sea heat as well as cold fronts frequencies. Furthermore, PC's scores for the third PC were calculated for different time period (1961–80) than the period (1951–60) used for the frequency of cold fronts.

6. Determination of homogeneous temperature sectors

In order to determine the homogeneous temperature groups of stations for profile Adriatic-Pannonia, the considered stations in coordinate seastems PC1–PC2 and PC2–PC3 are presented in Fig. 4a and 4b (see Fulgosi, 1979). In Fig 4a six various groups of stations are separated. In the first group the stations Pannonian part are placed, in the second the mountainous stations and the stations from Adriatic area belong to the groups arranged from the north to the south. Distribution of station groups can be best illustrated on the map such as shown in Fig. 5, where division according to

the first PC has been marked by the thicker line, and the groups by Roman numbers (I—VI). From that figure it is evident that each homogenous group belongs to the geographical compact area except in some cases. Thus, instead of the homogeneous groups of stations we will consider the homogeneous sectors.

Similarly as Fig. 4a, Fig. 4b is constructed. On this figure, four groups of stations are separated according to the third PC only, because the separation according to the second PC was already done. By that the above-indicated

TABLE IV.

Some characteristics of temperature course (°C) in homogeneous temperature sectors of the profile Adriatic-Pannonia (Ta—amplitude, Ts—annual mean, St—stan. dev., $\Delta T = T$ [Oct.]— T [April])

Sectors	Ta	Ts	St	ΔT
I. a	21.3	10.4	7.6	-0.3
b	20.8	10.2	7.4	-0.1
c	19.3	9.5	7.0	0.5
II. a	18.8	8.8	6.8	0.6
b	19.2	8.7	6.9	0.9
c	18.4	7.3	6.7	1.7
III. a	17.3	12.2	6.2	1.3
b	18.1	11.9	6.5	1.4
c	17.9	7.1	6.5	1.9
IV. a	18.3	14.1	6.5	2.3
b	17.7	13.9	6.4	2.3
c	18.1	14.4	6.6	2.3
V. a	16.9	14.9	6.1	2.6
b	16.5	15.3	6.0	2.9
c	16.2	3.4	6.2	3.4
VI. a	15.7	16.1	5.6	3.5
b	15.2	16.0	5.6	3.6

groups were subdivided and the subgroups were marked by indices a, b, c and d. They are separated by thinner lines in Fig. 5. Since the first three PC describe 99.53% of total temperature field variance, indicated homogeneous sectors determined according to these PC could be taken as the temperature homogeneous sectors (from the viewpoint of the mean monthly temperature departure from the annual mean). Most of the separated sectors are found in the hinterland of Adriatic, where various influences from the mainland, the sea and the mountains are intermixed.

Since the separation is now accomplished, it is possible to consider some characteristics of the annual temperature course in separate sectors. For this purpose in *Table IV* for each sector space averages are presented for the following statistics: amplitudes of the mean annual temperature course (Ta), annual mean (Ts), standard deviation around the annual mean (St) and the temperature difference $\Delta T = T$ (October)— T (April) which can be (conditionally) named 'maritimity index'. From this table it is obvious that the temperature characteristics change gradually along the profile Pannonia—Adriatic in such a way that the sector Ia is the least and sector IVb. the most influenced by maritime factor.

Finally, it is necessary to emphasize that lines in Fig. 5, separating temperature homogeneous sectors were drawn disregarding the local orography what will be done in the next section.

7. Comparison of the component's division with Köppen's one

As already indicated, the boundaries of temperature homogeneous sectors in Fig. 5 were drawn on the basis of available data without taking into consideration the local orography. In order to obtain more realistic pattern

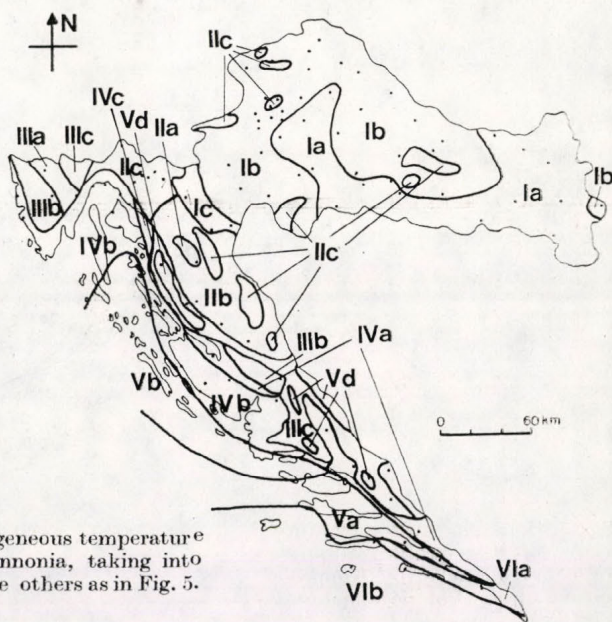


Fig. 6. Distribution of the homogeneous temperature sectors on the profil Adriatic-Pannonia, taking into consideration local orography. The others as in Fig. 5.

of the sector boundaries much more stations would be required, but hardly realized in the meteorological practice. Since most of the meteorological parameters have some vertical gradients, in the regions of poor data coverage the usual procedure is done by the extrapolations according to the regression equations (see Penzar and Penzar, 1970). The problem is complicated due to space variability of vertical gradients since most of the meteorological parameters, besides this altitude dependence, also depend on: relative station height, terrain configuration, position of the cardinal points, position in respect to mainland or sea, and prevailing winds (bora and sirocco in this case) etc. Similar dependence exists at the PC's loadings of temperature field. Due to these complexities, the procedure is simplified in such a manner that IIc or IIb sectors are extended on slopes over 500 m altitude in Pannonian zone, whereas IIIc sector is extended up to 500 - 1000 m in the Adriatic zone. Vd sector comprises area above 1000 m altitude regardless of the location. Small area slopes are ignored. The results of such a modification of preliminary established temperature boundaries are presented in Fig. 6.

The comparison of this division with the Köppen's one (Volarić and Lisac, 1984) leads to the conclusion that it produces more temperature

climatic types than the Köppen's (Fig. 7), and therefore it is more convenient for the smaller areas. For example, lowland is more distinguished from the higher altitude zones (above 500 m difference in height) inside the Pannonian as well as on the Adriatic area, being more detailed than the Köppen's division (compare Fig. 6 and 7).

However, it should be emphasized that PC method does not take into direct consideration the temperature annual mean (mean monthly temperature departures from annual mean are considered). Therefore, in general, it could happen that the stations having more or less different annual mean value would be in the same groups. This problem could be solved in such a

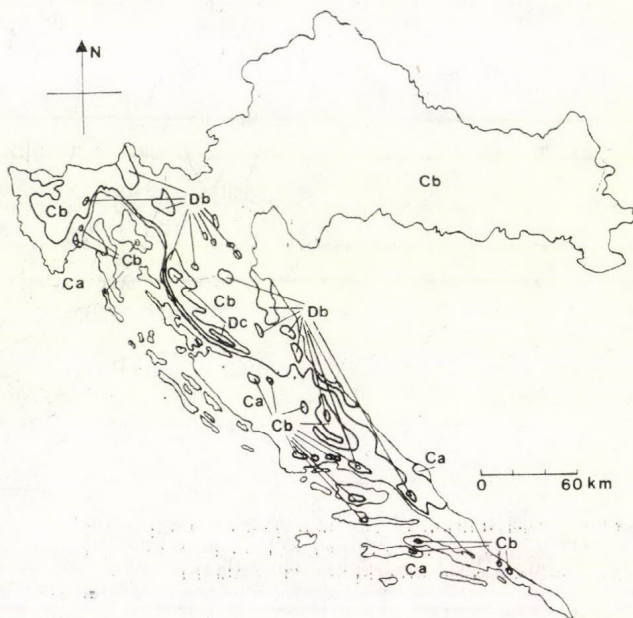


Fig. 7. Homogeneous temperature sectors on the profile Adriatic-Pannonia obtained by Köppen's scheme (from Volarić and Lisac, 1984)

way that the new condition is assigned to the boundaries of annual mean, but this was not been necessary in this paper. Thus, the temperature variations around the annual mean are not absolutely independent of this mean, in others words, different influences of a single factor which generates different temperature departures, generates more or less different annual means (distinct heat regime in a particular region).

7. Conclusion

Method of principal component, recently often used method of factor analysis, is a complex mathematical-statistical procedure which can be used for analysis and division into homogeneous climatic types over relatively small area such as the presented profile Adriatic-Pannonia.

Results of this analysis show that there are three dominant factors generating heat regime along the considered profile: mainland heat, sea heat and atmospheric circulation (with associated cold fronts). The first factor has the strongest influence on Pannonian zone, the second in the Adriatic and the third in the mountainous area. Since different factors by different intensities influence the different parts of the considered area, it was been possible to separate 17 temperature homogeneous sectors. Extent of the

particular sectors depend on orography and therefore the least of them are in Pannonian lowland and the most in the mountainous hinterland of Adriatic.

Comparison by the *Köppen's* division indicate same advantages of the presented method in respect to details of the division. This is understandable if we take into consideration that the Köppen's scheme allows only part of temperature departure while PC method takes into account more complete gathering of temperature informations.

Even better results could be expected by considering the instant temperature values, assigned to the weather types, what is the objective of our further research.

Acknowledgments. This work was partially supported by the Union for Scientific Research of Croatia. The author thanks to Professor *B. Penzar* for useful comments and suggestions.

REFERENCES

- Bartholy, J. and Kaba, M.*, 1985: Further development of seasonal climate forecasts for territory of Hungary. *Időjárás* 89, 185–193.
- Dyer, T. G. J.*, 1975: The assignment of rainfall stations into homogeneous groups: an application of principal components analysis. *Qurt. J. R. Met. Soc.* 101, 1005–1013.
- Fulgosi, A.*, 1979: *Faktorska analiza*. Školska knjiga. Zagreb.
- Kendall, M. G.*, 1976: *The advanced theory of statistics* 3, Charles Griffin, London.
- Lalić, D.*, 1969: *Hladni atmosferski frontovi nad Jugoslavijom*. Savezni hidrometeorološki zavod. Beograd.
- Maheras, P.*, 1985: A factorial analysis of Mediterranean precipitation. *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, Ser. B 36, 1–14.
- Melice, J. L. and Wendler, G.*, 1984: Precipitation statistics in southern Tunisia – a contribution to the desertification problem in the Sahel zone. *Arch. Geoph. Biocl.*, Ser. B 33, 331–348.
- Penzar, I. and Penzar, B.*, 1970: O metodici izrade klimatoloških karata u vezi s pojavom hladnih dana. *Geofizički glasnik* (Zagreb) 32, 61–77.
- Volarić, B. and Lisac, I.*, 1984: Klimatska podjela Hrvatske prema značajkama godišnjeg hoda temperature zraka. *Radovi* (Zagreb) 19, 3–11.
- Wigley, T. M. L., Lough, J. M. and Jones, P. D.*, 1984: Spatial patterns of precipitation in England and Wales and a revised, homogeneous England and Wales precipitation series. *J. Climatol.* 4, 1–25.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 90. évf. 6. szám, 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec. 1986. Budapest

Production of nitric acid in the atmosphere under different conditions*

HASZPRA L., *Institute for Atmospheric Physics H-1675 Budapest, P. O. Box 39., Hungary* and
TURÁNYI T., *Central Research Institute for Chemistry H-1525 Budapest, P. O. Box 17., Hungary*

A légköri salétromsav keletkezése különböző feltételek között. A légkörben a nitrogénvegyületek átalakulásait bonyolult, nemlineáris kölcsönhatások szabályozzák. Ezért az emisszió, a koncentráció és az ülepedés közötti kapcsolatot csak komplex matematikai modellek segítségével írhatjuk le. A tanulmány olyan modellt ismertet, amelynek segítségével megvizsgálható, hogyan függ a salétromsav-képződés sebessége és a salétromsav koncentrációja a légkörbe bocsátott szennyeződések kémiai összetételétől. A számítások bizonyítják, hogy a salétromsav képződés és a nitrogén-oxid koncentráció közötti kapcsolat nem lineáris. A salétromsav keletkezés sebességét és légköri koncentrációját a szénhidrogén emisszió/koncentráció befolyásolja.

✱

Production of nitric acid in the atmosphere under different conditions. In the atmosphere the transformations of the nitrogen compounds are controlled by complicated non-linear interactions. Therefore, the relations between the emission, concentration and deposition can be described only by complex mathematical models. In the paper a model is presented by means of which the dependence of the concentration and the production rate of nitric acid on the chemical composition of the pollution emitted is studied. The calculations prove that there is no linear relation between the rate of the nitric acid production and nitrogen oxide concentration. The production rate and the concentration of nitric acid are influenced by the hydrocarbon emission/concentration.

✱

Introduction. The acidification of soil and surface waters, the damage to vegetation and building materials cause a growing problem in several countries of the world. These processes are generated by the acidic compounds, first of all by sulfuric and nitric acids being deposited from the atmosphere.

The dominant part of atmospheric sulfuric and nitric acids originates from sulfur dioxide and nitrogen oxides released by human activity. Due to the close control for the sulfur dioxide emission the role of nitrogen compounds in acidic deposition have been growing recently and this tendency is expected to continue in future. Therefore, studies on the formation of nitric acid have an important place in the list of investigations dealing with acidic deposition and with environmental protection.

1. Transformations of nitrogen compounds

Nitrogen oxides, dominantly in the form of nitrogen monoxide, are released into the atmosphere during the use of fossil fuel, for example from the exhaust of the motor vehicles. Nitrogen monoxide catalyzing the oxidation

* Paper presented on the EURASAP Symposium, Budapest, 22-24 April, 1986.

of organic species is quickly transformed into nitrogen dioxide. Nitric acid can be directly produced from nitrogen dioxide through its reaction with hydroxyl radical. Nitric acid can be produced from NO_3 and N_2O_5 , as well. These precursors are also formed from nitrogen dioxide. Nitric acid can be considered as a final product. It leaves the atmosphere either directly by wet and dry deposition or transformation into nitrate aerosol.

The amount of nitric acid produced and the rate of its formation are not only controlled by nitrogen oxide emissions. They depend on the intensity of solar radiation, air temperature, humidity and the general composition of the atmosphere. The interactions of atmospheric trace gases are so complicated that they can be investigated only by computer based mathematical models.

* EI - $\text{CHOCH}=\text{CHCO}_3$ or its methyl-substituted derivatives

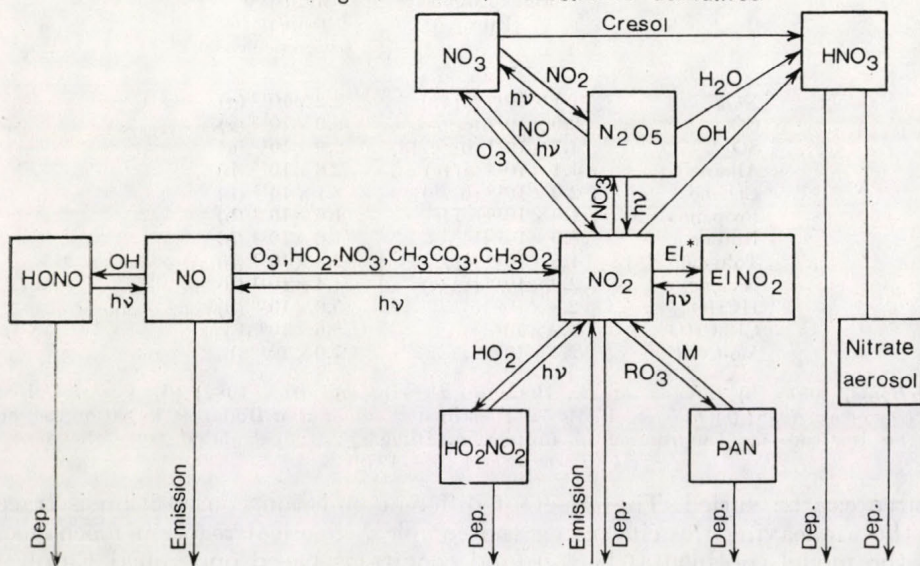


Fig. 1.: The transformation of nitrogen species in the model

To construct such a mathematical model a proper chemical reaction mechanism is necessary. Recently Bércecs and his co-workers in the Central Research Institute for Chemistry, Hungarian Academy of Sciences, elaborated a reaction mechanism for the investigation of photochemical smog formation (Bércecs et al., 1985). That reaction scheme has been considered to be suitable for our purposes. The reaction mechanism is a lumped one in which the hydrocarbons of similar properties are grouped and each group is represented by one species. It is based on the smog mechanism of Atkinson and his co-workers (Atkinson et al., 1982) taking into account new findings and data. The mechanism consists of 64 chemical reactions of 41 species. In addition, it has been completed with 24 further steps simulating the emission and deposition of the trace constituents as first order chemical reactions. The scheme of those parts of our reaction mechanism, which relates to the nitrogen species is presented in Fig. 1. In the figure only some important agents are

indicated on the reaction paths. The chemical part of the reaction mechanism has been tested against smog chamber measurements of Pitts and his co-workers (Pitts et al., 1979) and a good agreement has been obtained.

2. The model

For tracing the dependence of nitric acid production on the composition of the pollution emitted the following model has been constructed: The air corresponding to the background condition travels through a city. The composition of the pollutants emitted from the city and the strength of the

TABLE I
Emission values used in the model calculations (molecule $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$)

	Background (Europe)	Urban (industry + transport) (reference case)
NO_x	1.1×10^{11} (a) (b)	2.2×10^{12} (g)
CO	2.9×10^{12} (c)	2.0×10^{13} (g)
SO_2	4.7×10^{11} (b) (c) (d)	2.0×10^{12} (g)
Alkane	1.1×10^{11} (c) (e)	2.6×10^{12} (h)
Ethene	2.0×10^{10} (b) (c)	2.1×10^{11} (h)
Propene	1.0×10^{10} (c) (f)	1.6×10^{11} (h)
Butene	8.0×10^9 (b) (c)	1.6×10^{11} (h)
Toluene	1.8×10^{10} (c)	2.4×10^{11} (h)
Xylene	2.0×10^{10} (b) (c)	4.4×10^{11} (h)
HCHO	2.8×10^9 (c)	5.0×10^{10} (h)
CH_3CHO	4.9×10^8 (c)	8.6×10^9 (h)
Me-CO-Et	2.4×10^9 (c)	7.0×10^{10} (h)

(a) Bónis, 1981; (b) Eliassen et al., 1982; (c) Derwent and Hov, 1982; (d) Várhelyi, 1982; (e) Hov et al., 1978; (f) Tille et al., 1985; (g) estimated emission of Budapest based on the data of the Institute for Environmental Protection, Hungary; (h) calculated from the data of Derwent and Hov (1979)

source can be varied. The effect of different emission composition is traced in the air leaving the city using the complex chemical reaction mechanism. In the model continental background conditions based on typical European data and a city similar to Budapest are assumed (Table I). The physical parameters are: summer, clear sky, the daily variation of the temperature and humidity correspond to the monthly averages in July in Budapest. The air enters the city at 10 a.m. and leaves it two hours later. Beyond the city background emission is supposed.

For the calculation a reliable, consistent background concentration set is needed. To obtain such a concentration set a model run only with background

TABLE II
Factors for the urban emissions (A* reference case)

Factors	Case							
	A*	B	C	D	E	F	G	H
NO_x	1	1.5	1	1	1.5	1.5	1	1.5
Alifatic HC	1	1	1.5	1	1.5	1	1.5	1.5
Aromatic HC	1	1	1	1.5	1	1.5	1.5	1.5

emissions has been made. The calculated concentrations have been compared with the results of the measurements published in the literature and it has been found that the concentrations calculated are within the range of the measurements reported for continental air.

The first model run has served as a reference case in which the emissions presented in Table I are used. In the further calculations these emission values have been changed and the effects in the air leaving the city have been traced. Seven cases have been calculated: increased NO_x emission, increased alifatic hydrocarbon emission, increased aromatic hydrocarbon emission, and all of their combinations. The word "increased" means 50% in all of the cases (see Table II). In the calculations the mixed layer over the city is 1200 m high and the emitted substances are distributed homogeneously in that layer. The formation of the concentrations in the air leaving the city has been traced for 18 hours, until 6 o'clock next morning. In Europe the source areas are so close to each other that usually an air parcel spends a much shorter time under background condition.

At first, the changes in the composition of the air leaving the urban area were studied. In Table III the typical changes are marked with arrows of

TABLE III

Qualitative changes of the atmospheric concentrations beyond the city relative to the reference case for the cases of Table II. The direction and the size of the arrows denote the direction and the measure of the changes

	B	C	D	E	F	G	H
NO_2	↑↑	~	↓	↑↑	↑↑	↓	↑↑
HNO_3	↑	~	~	↑	↑	~	↑
PAN	↓↓	↑	↑↑	↓	↓	↑↑	~
O_3	↓	↑	↑	↓	↓	↑	↓
OH	↓↓	~	↑	↓↓	↓	↑	↓
Alkane	↑	↑↑	~	↑↑	↑	↑↑	↑↑
Propene	↑↑	↑↑	↓	↑↑	↑	↑↑	↑↑
Toluene	↑	~	↑↑	↑	↑↑	↑↑	↑↑
SO_2	↑	~	~	↑	~	~	↑

different sizes. It can be seen that in the case of increased NO_x emission (case B) a significant fall in the concentration of oxidants occurs. They are consumed in the transformation of the increased amount of NO to NO_2 . Since less oxidant is available, the oxidation of hydrocarbons and so the production of PAN becomes slower. Because of the depressed concentration of oxidants the rate of sulfuric acid formation in homogeneous gas phase reactions becomes lower, therefore the sulfur dioxide concentration is somewhat higher in comparison with the reference case.

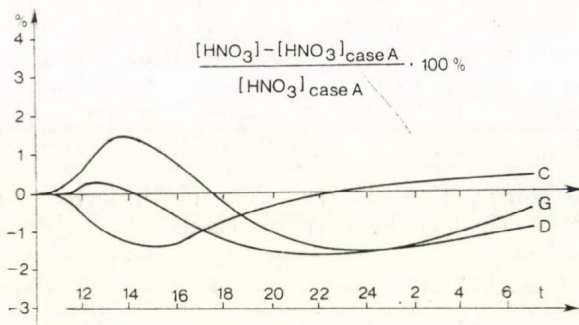


Fig. 2.: The relative changes in the nitric acid concentration for the cases in which the NO_x emission corresponds to the reference case (case A)

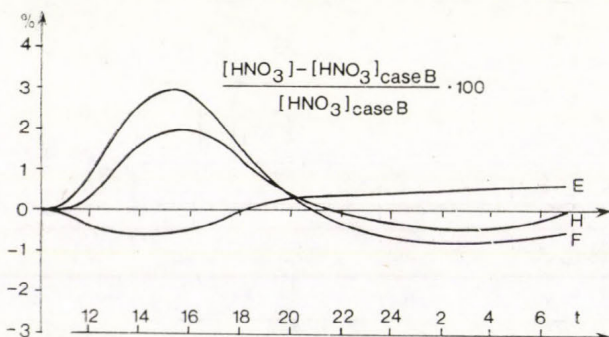


Fig. 3.: The changes in the nitric acid concentration for the cases of increased NO_x emission relative to the case in which only the NO_x emission is increased (case B)

The increase in the emission of alifatic hydrocarbons (case C) causes little changes in the concentration of the trace constituents other than hydrocarbons. Only the PAN concentration increases by a few percent because its formation is promoted by hydrocarbons.

The increased aromatic hydrocarbon emission (case D) also increases PAN concentration and it also causes some increases in the concentration of oxidants. For the remaining cases essentially combinations of the previous ones have been obtained. Of course, it does not mean that the combination of effect is linear.

The changes in the concentration of nitric acid are presented in separate figures. In Fig. 2 those cases are collected in which the NO_x emission corresponds to the reference case (case A). In the figure the changes of the nitric acid concentration relative to the reference case are shown. Remarkable changes can be observed in the nitric acid concentration, although the emission of nitrogen oxides is not modified. Fig. 3 shows the effect of the increase in the

hydrocarbon emission when the NO_x emission is higher by 50% than in reference case. Here the dependence of the nitric acid concentration on the emission of hydrocarbons can also be realized. The reason is that the variations in the hydrocarbon emission modify the general composition of the atmosphere and so influence the rate of nitric acid production.

In *Fig. 4* the relative changes in the rate of nitric acid production are presented for the cases in which the NO_x emission corresponds to the reference case (case A). The rates of nitric acid production differ remarkably from that

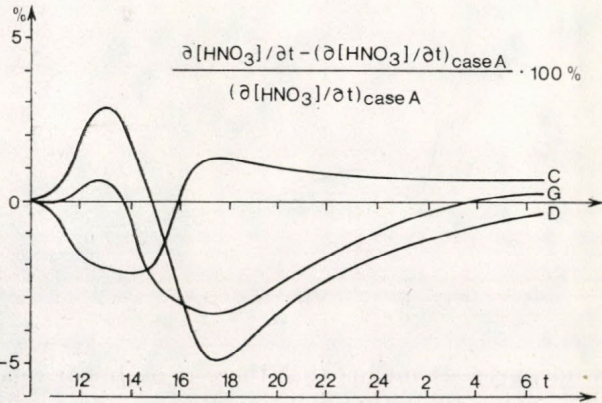


Fig. 4. : The relative changes in the rate of nitric acid production for the cases in which the NO_x emission corresponds to the reference case (case A)

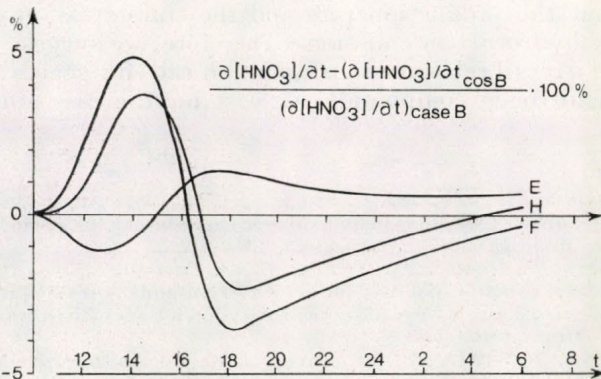


Fig. 5. : The changes in the rate of nitric acid production for the cases of increased NO_x emission relative to the case in which only the NO_x emission is increased (case B)

in the reference case. Similar results are obtained when the cases with increased NO_x and hydrocarbon emissions are compared with the case in which only the emission of nitrogen oxides is increased (case B) (*Fig. 5*).

In *Fig. 6* the overall relative reaction rate for nitrogen oxide \rightarrow nitric acid transformation is presented for three special cases as a function of time. The cases are the reference one, the case B in which only the nitrogen oxide emission is increased, and a case corresponding to the background condition supposed in the model calculations. All of the relative transformation rates vary significantly during the day. Their absolute maxima are at about noon when the $\text{NO}_2 + \text{OH}$ reaction dominates. A local maximum can be seen at about 6 o'clock p.m. when the reaction of N_2O_5 with water vapour takes over the main role in the nitric acid formation. The transformation rates in the three cases

differ from each other significantly during the time period studied. This fact proves that there is no linear relation between the absolute transformation rate and the nitrogen oxide concentration.

3. Summary

The calculations prove that the overall relative rate of nitric acid production varies in a wide range depending on the general composition of the

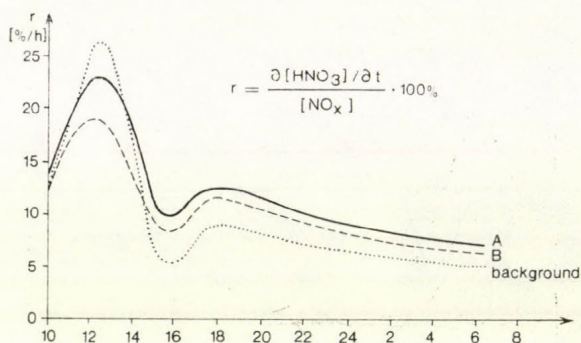


Fig. 6.: The overall relative reaction rate of the $\text{NO}_x \rightarrow \text{HNO}_3$ transformation for three specialcases

atmosphere. It means that there is no linear relation between the rate of the nitric acid production and the nitrogen oxide concentration. The time dependence of the relative transformation rate is also significant. We have shown that the production rate and the concentration of nitric acid are influenced by hydrocarbon emissions. Therefore, we suggest that one cannot recommend an overall relative transformation rate for general use in the transport models of nitrogen compounds, at least for the case studies.

REFERENCES

- Atkinson, R., Lloyd, A. C. and Wings, L., 1982: An updated chemical mechanism for hydrocarbon (NO_x)/ SO_2 photooxidations suitable for inclusion in atmospheric simulation models. *Atmospheric Environment* 16, 1341–1355.
- Béres, T., Haszpra, L., Mészáros, E. and Turányi, T., 1985: Légszennyező anyagok terjedésének és kémiai átalakulásának együttes tanulmányozása: primer szennyezőanyagok hatásának vizsgálata a levegő minőségére. KKKI–KLFK Kutatási jelentés a Környezetvédelmi Intézet számára.
- Bónis, K., 1981: A nitrogénvegyületek légköri mérlege Magyarország fölött. *Időjárás* 85, 149–156.
- Derwent, R. B. and Hov, Ø., 1979: Computer modelling studies of photochemical air pollution formation in North West Europe. *AERE-Report 9434*.
- Derwent, R. G. and Hov, Ø., 1982: The potential for secondary pollutant formation in the atmospheric boundary layer in a high pressure situation over England. *Atmospheric Environment* 16, 655–665.
- Eliassen, A., Hov, Ø., Isaksen, I. S. A., Saltbones, J. and Stordal, F., 1982: A Lagrangian long-range transport model with atmospheric boundary layer chemistry. *J. Applied Meteorology* 21, 1645–1661.
- Hov, Ø., Isaksen, I. S. A. and Hesstvedt, E., 1978: Diurnal variations of ozone and other pollutants in an urban area. *Atmospheric Environment* 12, 2468–2479.
- Pitts, J. N., Darnal, K., Carter, W. P. L., Winer, A. M. and Atkinson, R., 1979: Mechanism of photochemical reactions in urban air. *U. S. EPA-Report*, EPA-600/3–79–110.
- Tille, K. J. W., Savelsberg, M. and Bächmann, K., 1985: Airborn measurements of nonmethane hydrocarbons over western Europe: vertical distributions, seasonal cycles of mixing ratios and source strengths. *Atmospheric Environment* 19, 1751–1760.
- Várhelyi, G., 1982: On the atmospheric sulfur budget over Hungary. *Időjárás* 86, 333–337.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 90. évf. 6.szám, 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec. 1986. Budapest

Model calculation of hydrogen Balmer emissions in case of proton precipitation of different energy distribution

SRIVASTAVA, V. and VIR SINGH, Department of Physics, University of Roorkee, Roorkee-247667, India

A hidrogén különböző energia-eloszlású proton záporok alkalmával keletkező Balmer emissziójának modellszámítása. A szerzők a sarki fényben fellépő H_{α} és H_{β} térfogati emisszió sebességének tanulmányozására alkalmas elméleti modellt fejlesztettek ki. A H_{α} és H_{β} foton hasznosítási tényezőjét nem rég végzett keresztmetszet mérések eredményeiből vezették le. Az elsődleges proton fluxus értékeit is figyelembe véve így lehetővé vált az emisszió magasság szerinti eloszlásának meghatározása. A számított profilok jó egyezésben vannak a sarki fény alkalmával végzett megfigyelésekkel. A szerzők megvizsgálják a különböző fajtájú proton záporoknak az emisszió intenzitására ($I_{H_{\alpha}}$ és $I_{H_{\beta}}$) gyakorolt hatását és számításukat régebbi elméleti modellek eredményeivel hasonlítják össze.

✱

Model calculation of hydrogen Balmer emissions in case of proton precipitation of different energy distribution. A theoretical model is developed to study the H_{α} and H_{β} volume emission rates in proton auroras. The H_{α} and H_{β} photon yields are deduced by using recent experimental cross-sections. These photon yields are then used with the primary proton fluxes to get the altitude profiles of the emissions. The computed profiles agree well with the auroral measurements. The effects of various modes of proton precipitation on the emission intensities ($I_{H_{\alpha}}$ and $I_{H_{\beta}}$) are discussed and a comparison is made with the earlier theoretical models.

✱

Introduction. The study of hydrogen emissions in auroras is very useful to understand the characteristics of precipitating protons. These emissions are the signature of direct interaction of protons with the earth's atmosphere. Precipitating protons have been extensively studied by the polar orbiting satellites. According to satellite observations the zones of hydrogen emissions are mainly the polar cusp and the auroral oval. The mode of precipitation is quite different in these two regions. The satellite observations have shown that the precipitation is normally soft in the cusp region (Formisano and Domingo, 1979; Winningham et al., 1977; Frank, 1971). On the other hand, the precipitation in the auroral oval (Thomas, 1980; Cazes and Emerich, 1980; Lévassieur and Blamont, 1973) is rather moderate and in the polar cap absorption events the precipitation becomes very hard as reported by Reagan et al. (1972) and Mizera et al. (1972). In the light of these observations, one may therefore expect large variations in the emission intensities from the cusp to the oval.

Various theoretical models for hydrogen emissions have been published in the literature (Edgar et al., 1973; Singh, 1981a; Rees, 1982; Van Zyl et al., 1984). The model studies of Edgar et al. (1973) and Singh (1981a) predicted

only intergrated intensities. *Rees* (1982) has studied the altitude profiles of these emissions as well as the effects of changing proton fluxes on the emission intensities. He also calculated the photon yields (photon production/proton), and the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} for H_α and H_β emissions and showed that the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} increases with the increase of the average energy of protons in the Maxwellian distribution. Recently, *Van Zyl et al.* (1984) have studied these emissions for pure N_2 atmosphere. However, the H_α populations obtained by *Van Zyl et al.* (1984) and *Rees* (1982) are not in good agreement. The results of *Van Zyl et al.* (1984) are about a factor of 6 above the prediction of *Rees* (1982). In the model of *Van Zyl et al.* (1984) it is also found that the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} is decreasing with the increase of the average energy of protons in the Maxwellian distribution. Thus, the predictions of the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} given by the two models are contrary to each other and require further study. We therefore, present in this paper, another model to restudy these emissions.

In the present model, the energy deposition problem is treated in the framework of the continuous slowing down approximation (CSDA). The H_α and H_β photon yields are obtained using the recent cross-sections (*Van Zyl and Neumann*, 1980).

For the primary proton flux Maxwellian and power law distributions are considered. The photon yields are used with the primary proton fluxes to get the altitude profiles of these emissions. Effects of changing proton fluxes on the emission intensities are also discussed.

1. Description of the model

In this model, the computation of the volume emission rate is based on the continuous slowing down approximation (which assumes the replacement of discrete energy losses by a continuous function). In this approximation, the volume emission rate $V_i(h)$ at altitude h is given by

$$V_i(h) = \int_{E_i} \frac{d\Phi}{dE_i} dE_i \int_{\Omega} \frac{dJ_i[E(h)]}{dE(h)} \left(- \frac{dE(h)}{dx} \right) d\Omega \quad (1)$$

where Ω is the solid angle, $\left(- \frac{dE}{dx} \right)$ is the stopping power and $\frac{d\Phi}{dE_i}$ is the initial differential proton flux outside the atmosphere. J_i is the photon yield of the excited state for H_α or H_β emissions along the path of the incident proton (*Edgar et al.*, 1975).

The incident proton interacts with the mixture of atmospheric gases mainly composed of N_2 , O_2 and O . J_i is therefore, the net photon yield of the emission in the mixture of gases. The photon yield J_{ik} of the i th state in the k th gas is given by

TABLE I

Comparison of the predicted H_α photon yields (in photons proton) as a function of the energy of the primary H^+ incident on the atmosphere during proton aurorae

Energy in KeV	0.1	0.2	0.5	1.0	3.0	10.0	30.0	100.0
Present results	0.58	1.40	3.75	6.00	10.43	16.47	23.50	36.70
<i>Van Zyl et al.</i> , 1984 for N_2	—	—	—	4.6	9.4	15.0	22.9	35.8
<i>Rees</i> ; 1982	—	—	—	0.62	1.39	2.55	3.84	—

$$J_{ik}(E) = \int_{E_1^{\text{th}}}^E \frac{\sigma_{ik}(E')}{L(E')} dE' \quad (2)$$

where $\sigma_{ik}(E')$ is the energy dependent excitation cross-section in the k th gas, E_1^{th} is the threshold excitation energy of state i and $L(E')$ is the loss function.

In order to evaluate J_i in the mixture of gases, we have first obtained the photon yield in air and then made a suitable correction to take into account the changes in the composition of air with height. The photon yield in the air c_{air} can be obtained from the following expression

$$J_{\text{air}}(E) = \sum \Phi_k J_{ik}(E) \quad (3)$$

In the above expression Φ_k is the fractional composition of the k th species in air. We have calculated $J_{ik}(E)$ for $E < 2000$ eV by using the cross section of *Van Zyl* and *Neumann* (1980) and the extrapolated loss functions for N_2 and O_2 of *Edgar* et al. (1973) and *Singh* (1981b) respectively. For $E \geq 2000$ eV $J_{ik}(E)$ is taken as obtained by *Singh* (1981a). Using these values of $J_{ik}(E)$ in equation (3), the values of $J_{\text{air}}(E)$ for H_α and H_β emissions are calculated. The present H_α photon yields are compared with the available earlier results in *Table I*. It can be seen from the table that the present results are in good agreement with those of *Van Zyl* et al. (1984) above 1 KeV. Unfortunately, no results are available to compare the H_α photon yield below 1 KeV.

TABLE II.
Parameters of equations (4) and (5)

Parameters	H_α	H_β	Parameters	H_α	H_β
A	6.560	0.9399	r	1.0	1.0
B	1.617	0.1808	s	2.0	2.0
C	-3.700	-0.1200	E_a	0.65 keV	0.06 keV
D	0.333	0.00075	E_0	1.00 keV	1.0 keV
P	0.3638	0.4502	β	$8.8 \times 10^{-3} \text{eV}^{-1}$	$1.64 \times 10^{-3} \text{eV}^{-1}$
q	0.01127	0.1284	γ	-0.3	-0.082

To evaluate dJ/dE , occurring in equation (1), in a comfortable way, we have used the following analytical expressions (instead of eq. [3]) for $J_{\text{air}}(E)$ which is obtained by fitting the results of equation (3),

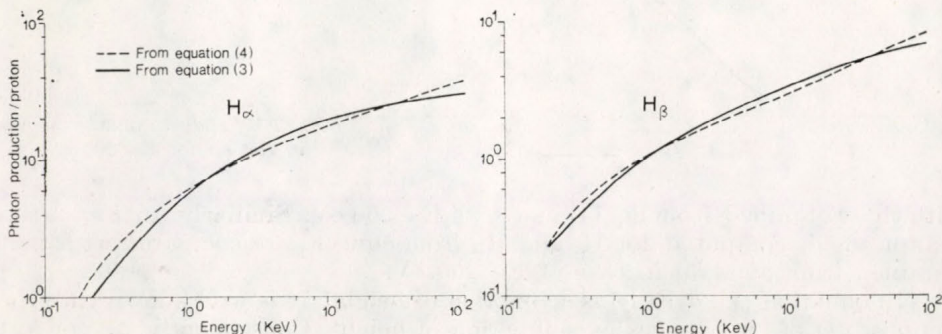


Fig. 1: H_α and H_β photon yields in the air for $E \geq 200$ eV

$$J_{\text{air}}(\mathbf{E}) = A \left(\frac{\mathbf{E}}{\mathbf{E}_0} \right)^p + B \left(\frac{\mathbf{E}}{\mathbf{E}_0} \right)^q + C \left(\frac{\mathbf{E} + \mathbf{E}_a}{\mathbf{E}_0} \right)^{-r} + D \left(\frac{\mathbf{E} + \mathbf{E}_a}{\mathbf{E}_0} \right)^{-s}, \mathbf{E} \geq 200 \text{ eV} \quad (4)$$

and

$$J_{\text{air}}(\mathbf{E}) = \beta \mathbf{E} + \gamma \quad \mathbf{E} < 200 \text{ eV} \quad (5)$$

The various parameters of equations (4) and (5) are listed in *Table II*. In *Fig. 1* the photon yields computed for H_α and H_β from eq. (3) are compared

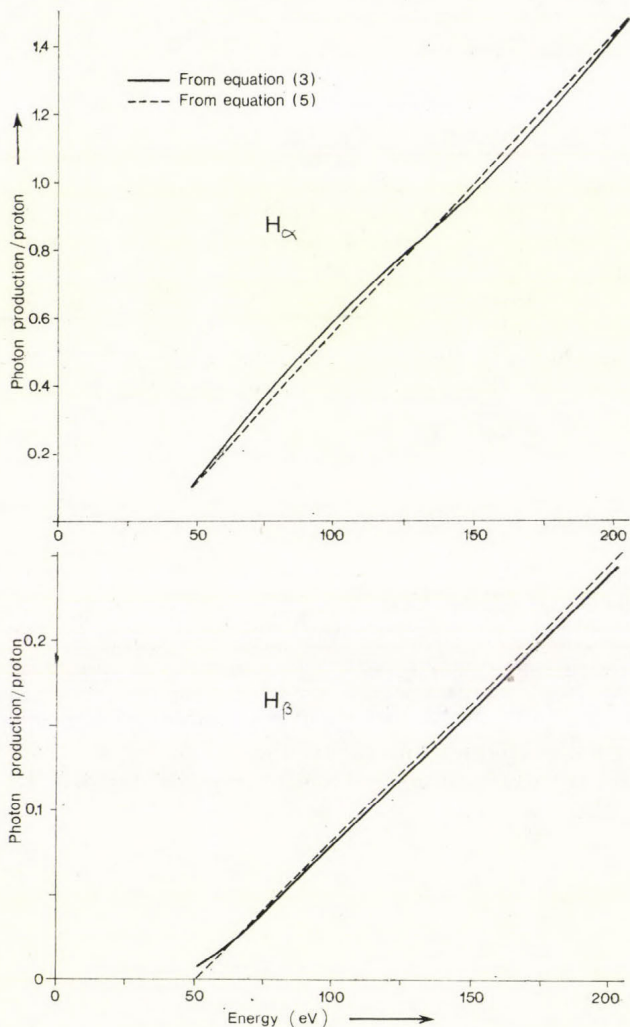


Fig. 2: H_α and H_β photon yields in the air for $\mathbf{E} < 200 \text{ eV}$

with those obtained from eq. (4) in case of $\mathbf{E} \geq 200 \text{ eV}$. Similarly, in *Fig. 2* the photon yields computed for H_α and H_β from eqn. (3) are compared with that obtained from eqn. (5) in case of $\mathbf{E} < 200 \text{ eV}$.

In equation (1), $J[\mathbf{E}(h)]$ is a function of height. It is well known that the composition of air changes as a function of height. Consequently, to convert $J_{\text{air}}(\mathbf{E})$ into $J[\mathbf{E}(h)]$ one should take into account the change of the air com-

position with height. It is evident from the atmosphere model of *Jacchia* (1971) that below 100 km the medium can be treated as air. However, above 100 km the percentage of N_2 and O_2 in air decreases and the percentage of atomic oxygen increases. Above 400 km, atomic oxygen becomes the major constituent of the medium. Taking into account these factors we have used the following relation between $J[E(h)]$ and $J_{air}(E)$

$$J[E(h)] = F(h) J_{air}(E) \quad (6)$$

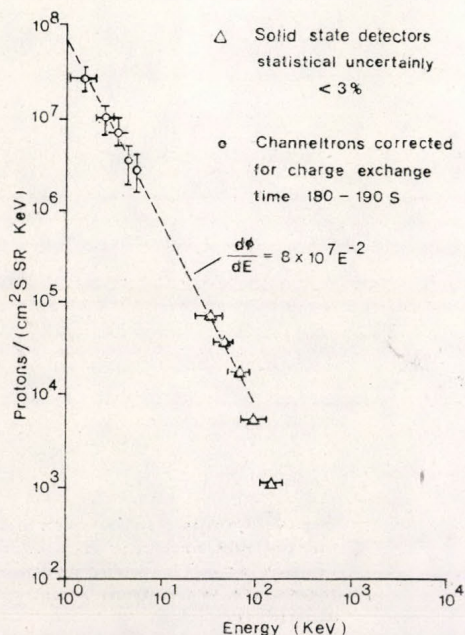


Fig. 3 : Proton differential energy spectrum (Soraas et al., 1974).

with

$$F(h) = 1.0 \quad \text{for } h < 100 \text{ km}$$

$$F(h) = 0.785 \exp \left[\frac{(100-h)}{500} \right] + 0.215 \exp \left[\frac{(100-h)}{58} \right] \\ \text{for } 100 \text{ km} \leq h \leq 400 \text{ km}$$

$$F(h) = 0.43 \quad \text{for } h > 400 \text{ km}$$

The value of $F(h)$ is taken as 0.43 above 400 km. This value of $F(h)$ is obtained by using the cross-sections of *Edgar et al.* (1975). It is found that the photon yields in a medium composed only of atomic oxygen are about 0.43 of that of air. Consequently by using equations (4), (5) and (6), the following expressions are obtained for $\frac{dJ}{dE}[E(h)]$

$$\frac{dJ[E(h)]}{dE} = F(h) \left[\frac{A_p E^{p-1}}{E_o^p} + \frac{B_q E^{q-1}}{E_o^q} - \frac{C_r (E + E_a)^{-r-1}}{E_o^{-r}} - \frac{D_s (E + E_a)^{-s-1}}{E_o^{-s}} \right] \quad (7) \\ \text{for } E \geq 200 \text{ eV}$$

$$\frac{dJ[E(h)]}{dE} = \beta F(h) \quad \text{for } E < 200 \text{ eV} \quad (8)$$

Comparison of the model and measurements. in this section we compare the results of altitude profiles (volume emission rates) obtained by using the model described in the previous section with the profiles measured by the rocket.

The method as developed by *Edgar et al. (1975)* is used to solve equation (1). The *Jacchia (1971)* model atmosphere is adopted at 1200°K exospheric temperature. We have taken the differential proton flux from the measurements of *Soraas et al. (1974)*. This choice is made because these are the only available

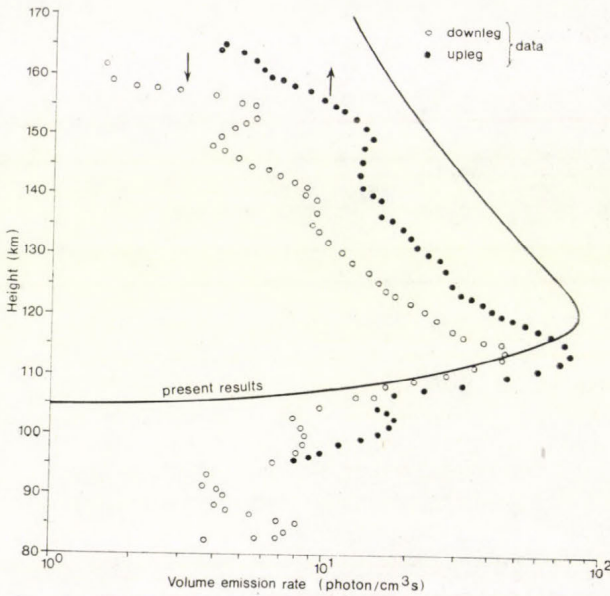


Fig. 4: Comparison between calculated and measured H_{α} volume emission rate. The rocket measurements are taken from *Soraas et al., (1974)*

simultaneous measurements of the proton flux and H_{β} altitude profiles. The following analytical form gives the best fit to the measured differential proton flux (See *Fig. 3*)

$$\frac{d\Phi}{dE} = 8 \times 10^7 E^{-2} \quad (\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1} \text{keV}^{-1}) \quad (9)$$

The comparison of the calculated H_{β} altitude profiles with the measurements of *Soraas et al. (1974)* is shown in *Fig. 4*. It can be noted from *Fig. 4* that the agreement is fairly good. The maximum volume emission rate measured by the rocket is about 80 photons $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ whereas the calculated maximum value is 82 photons $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$. Unfortunately, simultaneous measurements of H_{α} altitude profiles have not been reported in the literature so far. We therefore, are unable to compare the computed H_{α} altitude profiles with measured values. However, we have calculated the H_{α} and H_{β} intensities ($I_{H_{\alpha}}$ and $I_{H_{\beta}}$) and have found the intensity ratio ($I_{H_{\alpha}}/I_{H_{\beta}}$). This ratio is about 5 which is in accordance with the auroral measurements. The effect of the changing proton fluxes on the altitude profile and on emission intensities will be discussed in the following section.

2. Modes of proton precipitation

Observations have shown large variations of the proton fluxes from event to event. The mode of precipitation is also not uniform over the whole polar region. Consequently, these variations may have strong bearing on the hydrogen emissions. One should therefore investigate the effect of the energy spectrum of the proton fluxes on the emission. In order to investigate these effects, the measured proton flux should be approximated by an appropriate distribution. The Maxwellian distribution has been used by many workers (*Belon et al.*, 1966; *Singh and Gerard*, 1982; *Gerard and Singh*, 1982) to study the electron aurora. This distribution is a good approximation to the energy spectrum of electrons measured in the aurora. The Maxwellian distribution can only be a

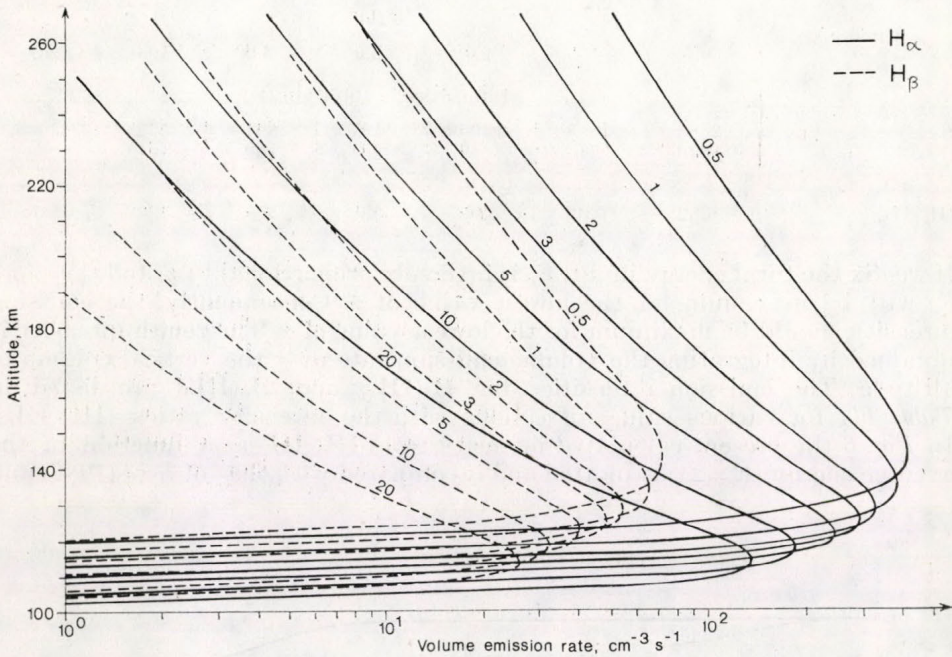


Fig. 5: H_{α} and H_{β} volume emission rates for the various values of α (KeV) for Maxwellian distribution

good approximation to the measured proton spectrum in the cusp region. In the auroral oval, the measured proton spectrum can be approximated by a power law distribution. The effect of these distributions are discussed below.

2a. Maxwellian distribution

The Maxwellian distribution of the protons outside the atmosphere is defined as

$$\frac{d\Phi}{dE} = F_0 \frac{E}{\alpha^2} \exp\left(\frac{-E}{\alpha}\right) \quad \text{protons cm}^{-2}\text{s}^{-1} \text{ eV}^{-1} \quad (10)$$

where F_0 is the total particle flux and α determines the hardness of the spectrum. The average energy is $\bar{E} = 2\alpha$. For illustration purposes, we have adopted

values of α of 0.5, 1, 2, 3, 5, 10 and 20 keV. In these model calculations, the total energy input is $1 \text{ erg cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. *Fig. 5* show the H_α and H_β volume emission rates for these values of α . As α increases, the altitude of the maximum emission moves downward, since the high energy protons deposit most of their energy at lower altitudes. One can also notice from these figures that the relative brightness of the emission decreases as α increases. The fact can be explained on the basis of the total energy input.

According to equation (10), the total energy input is given by

$$\text{Total energy input} = 2\alpha F_0 \quad (11)$$

TABLE III.
Intensities of H_α and H_β and ratio (I_{H_α}/I_{H_β}) for Maxwellian Distribution

Emission	α (keV)						
	0.5	1.0	2.0	3.0	5.0	10.0	20.0
	Intensities in Rayleigh (R)						
H_α	2685	2088	1490	1187	891	572	366
H_β	446	346	249	201	153	101	66
I_{H_α}/I_{H_β}	6.02	6.03	5.98	5.9	5.8	5.66	5.54

If we fix the total energy input, F_0 is inversely proportional to α , and therefore F_0 will be maximum for the lowest value of α . Consequently, the emission intensity should be maximum for the lowest value of α . The zenith intensity is obtained by integrating the volume emission rate over the vertical column of altitude. The emission intensities for $H_\alpha(I_{H_\alpha})$ and $H_\beta(I_{H_\beta})$ are listed in *Table III* for various values of α along with the intensity ratios (I_{H_α}/I_{H_β}). In *Fig. 6* the present calculated intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} as a function of the average energy ($\bar{E} = 2\alpha$) is plotted and is compared with that of *Rees* (1982) and

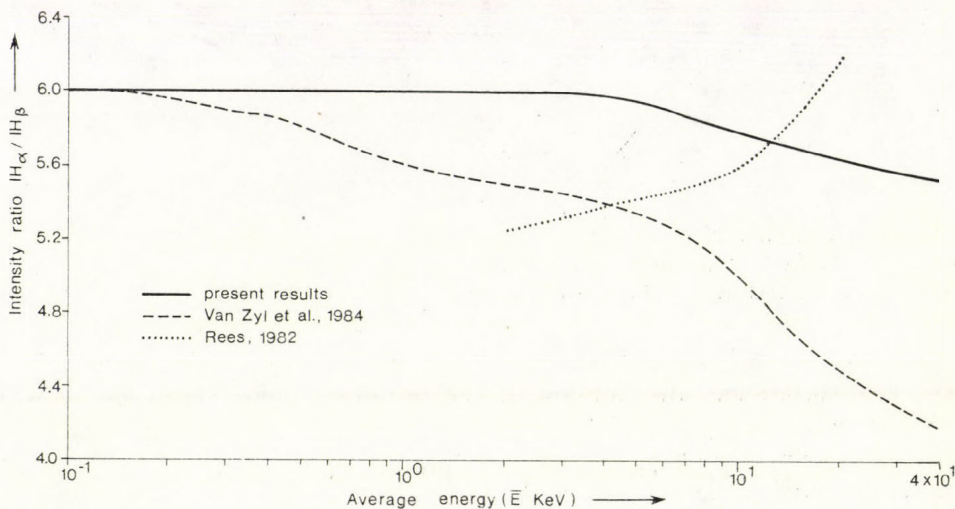


Fig. 6: Predicted proton auroral intensity ratios for H_α and H_β emissions as a function of the average H^+ energy for a proton shower with Maxwellian distribution of primary H^+ energie.

Van Zyl et al. (1984). As can be seen, the present results are in good agreement with that of Van Zyl et al. (1984) at low E . However, for higher values of E , our results are somewhat higher than those of Van Zyl et al. (1984). According to Van Zyl et al. (1984) the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} varies from 6 to 4 with the average energy whereas our results show the variation of intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} from 6 to 5. The increase of the intensity ratio I_{H_α}/I_{H_β} as predicted by Rees (1982) is rather surprising and is difficult to explain. On the basis of these results, we can put the upper limit of the ratio approximately 6, for the case of the cusp region where the energy of protons is less than 1 keV. Overall, we may expect a variation of I_{H_α}/I_{H_β} between 5 and 6 for a moderate proton aurora.

2b. Power law distribution

The power law distribution of protons outside the atmosphere is defined as

$$\frac{d\Phi}{dE} = AE^{-m} \quad \text{protons cm}^{-2}\text{s}^{-1} \text{KeV}^{-1} \quad (12)$$

where A and m are the constants required to fit the measured spectrum. The values of A and m may change from event to event. However, A is not involved directly in the integration and can be taken out from the integrand in equation (1). Only, m remains in the integrand. Therefore, the volume emission rates and intensities are described in terms of A . For illustration purposes, we have adopted for m the values 1.5, 1.8 and 2.0. Fig. 7 show the H_α and H_β volume emission rates divided by A for these values of m . The low energy cutoff value of E in the spectrum is taken 1 keV. It is evident from the measurements (see introduction) that the low energy cutoff value in the spectrum varies from time to time. The importance of the low energy cutoff was first

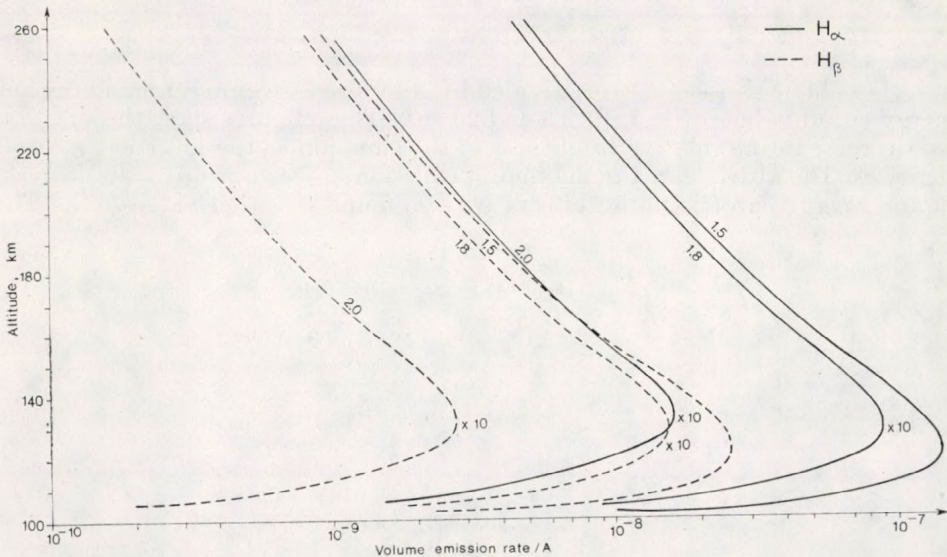


Fig. 7 : H_α and H_β volume emission rates/ A for various values of m for a power law spectrum. The results for $m=2.0$ and $m=1.8$ are plotted after multiplying these by a factor of 10s. The low energy cutoff value is 1 keV

pointed out by *Argemi* (1964) and subsequently, *Edgar et al.* (1975) studied these effects on atomic oxygen emissions. However, the low energy cutoff effects on hydrogen emissions have not been reported in the literature so far. In the present study we therefore, have performed calculations of volume emission rates for various values of the low energy cutoff. *Fig. 8.* shows the H_{α}

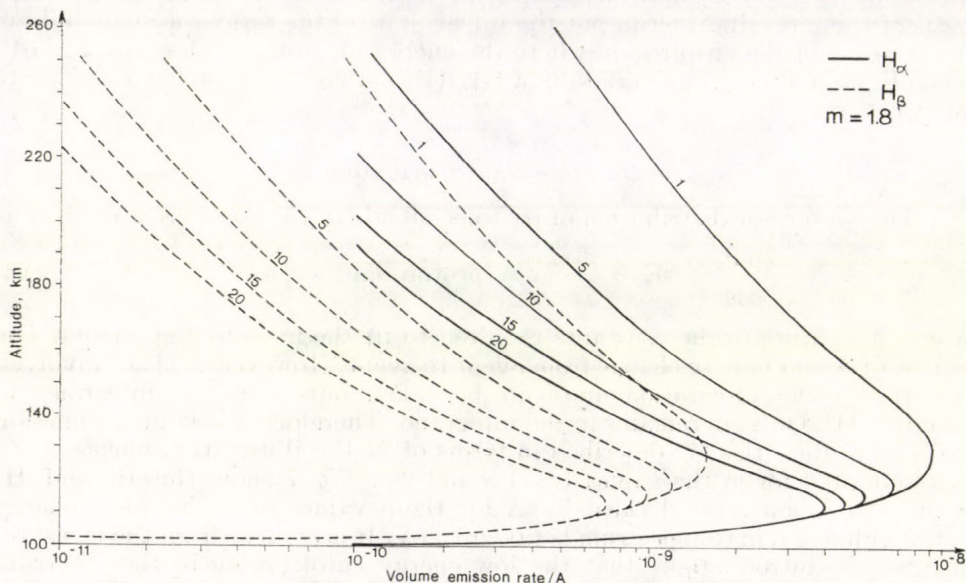


Fig. 8: H_{α} and H_{β} volume emission rates/ A for the various values of low energy cutoff (E_{cut}) for a power law spectrum

and H_{β} volume emission rates divided by A for the case of $m = 1.8$ and the low energy cutoff values of 1, 5, 10, 15 and 20 keV. These figures show the substantial decrease in the relative brightness of the emission as the low energy cutoff increases. The altitude of the maximum emission moves upward with decreasing low energy cutoff. Similar effects are also found for other values of m . The

TABLE IV.
Intensity ratio ($I_{H_{\alpha}}/I_{H_{\beta}}$) for power law distribution

m	E_{cut} (keV)				
	1*	5	10	15	20
	Intensities Ratio $I_{H_{\alpha}} / I_{H_{\beta}}$				
2.0	5.8	5.5	5.1	5.09	5.0
1.8	5.8	5.4	5.2	5.1	5.1
1.5	5.5	5.3	5.1	5.0	4.9

(* E_{cut} is the low energy cut off)

ratio of the intensities ($I_{H_{\alpha}}/I_{H_{\beta}}$) for various values of m is shown in *Table IV.* It is noticeable from the *Table IV* that the intensity ratio ($I_{H_{\alpha}}/I_{H_{\beta}}$) is almost independent of m for fixed low energy cutoff of the spectrum.

3. Conclusions

The model described in this paper provides a very useful tool to calculate the volume emission rate profiles of hydrogen emissions. The calculations indicate that the emission intensities are quite sensitive to the mode of precipitation. For a soft precipitation, as observed in the cusp, the altitude of the maximum emission is higher than that in the auroral oval. The intensity ratio ($I_{H\alpha}/I_{H\beta}$) is found to be decreasing with the average energy of protons in the Maxwellian distribution. According to the present results, the variation of $I_{H\alpha}/I_{H\beta}$ is found between 5 and 6 for a moderate proton aurora.

Acknowledgement. Thanks are due to Computer Centre, University of Roorkee for providing computational facilities.

REFERENCES

- Argemi, I. H., 1964: An auroral luminous emission observed in the Antarctic during periods of PCA: The PCG (Polar Cap Glow). *Ann. Geophys.* 20, 273.
- Belon, A. E., Romick, G. J. and Rees, M. H., 1966: The energy spectrum of primary auroral electrons determined from auroral luminosity profiles. *Planet. Space Sci.* 14, 597.
- Cazes, S. and Emerich, C., 1980: Nonpermanent nighttime H Lyman α emissions at low and middle latitude detected from D2A satellite. *J. Geophys. Res.* 85, 6049.
- Edgar, B. C., Müller, W. T. and Green, A. E. S., 1973: Energy deposition of protons in molecular nitrogen and applications to proton auroral phenomena. *J. Geophys. Res.* 78, 6595.
- Edgar, B. C., Porter, H. S. and Green, A. E. S., 1975: Proton energy deposition in molecular and atomic oxygen and applications to the polar cap. *Planet. Space Sci.* 23, 787.
- Frank, L. A., 1971: Plasma in the Earth's polar magnetosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 5202.
- Formisano, V. and Domingo, V., 1979: Energetic electrons in the cusp and in the high latitude plasma sheet: evidence for source regions. *Planet. Space Sci.* 27, 1478.
- Gerard, J. C. and Vir Singh, 1982: Model of energy deposition of energetic electrons and EUV emission in the jovian and saturnian atmospheres. *J. Geophys. Res.* 87, 4525.
- Jacchia, L. G., 1971: *Smithsonian report No. 332.*
- Levassour, A. C. and Blamont, J. E., 1973: Satellite observations of strong Balmer alpha atmospheric emissions around the magnetic equator. *J. Geophys. Res.* 78, 3881.
- Mizera, P. F., Fennell, J. F. and Blake, J. B., 1972: Polar cap measurements of solar-flare protons with energies down to 12.4 keV. *J. Geophys. Res.* 77, 4845.
- Reagan, J. B., Ihm, W. I. and Gaines, E. E., 1972: Solar Particle Event of November 1969 (Ed. J. C. Ulwick). Proc. COSPAS Symp. *AFCRL Rept. 72-0474*, 141.
- Rees, M. H., 1982: On the interaction of auroral protons with the earth's atmosphere. *Planet. Space Sci.* 30, 463.
- Singh, V., 1981a: Model calculation of hydrogen emissions in the polar cusp. *Ann. Geophys.* 2, 281.
- Singh, V., 1981b: Energy loss of protons in the molecular oxygen. *Planet. Space Sci.* 29, 261.
- Singh, V. and Gerard, J. C., 1982: The thermospheric heating efficiency under electron precipitation conditions. *Planet. Space Sci.* 30, 1083.
- Soraas, F., Lindalen, H. R., Maseide, K., Egeland, A., Sten, T. A. and Evans, D. S., 1974: Protons precipitation and the H emission in a postbreakup auroral glow. *J. Geophys. Res.* 79, 1851.
- Thomas, G. E., 1980: An anomalous low-latitude phenomenon observed by OGO 6UV photometer between 400 and 800 km. *J. Geophys. Res.* 85, 6055.
- Van Zyl, B. and Neumann, H., 1980: $H\alpha$ and $H\beta$ emission cross-sections for low energy H and H^+ collisions with N_2 and O_2 . *J. Geophys. Res.* 85, 6006.
- Van Zyl, B., Gealy, M. W. and Neumann, H., 1984: Prediction of photon yields for proton aurorae in an N_2 atmosphere. *J. Geophys. Res.* 89, 1701.
- Winningham, J. D., Speiser, T. W., Hones, E. W., Jeffries, R. A., Roach, W. H., Evans, D. S. and Stenback-Nielsen, H. C., 1977: Rocket-borne measurements of the dayside cleft plasma. *J. Geophys. Res.* 82, 19876.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 90. évf. 6. szám, 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec 1986. Budapest

Meteorological aspects of acute cerebrovascular diseases

BARTHOLY J., *Central Meteorological Institute, H-1525 Budapest, POB 38. Hungary,*
KELLER L., *István-Hospital, H-1476 Budapest, POB 10. Hungary*

Acute cerebrovascularis megbetegedések meteorológiai összefüggései. A Fővárosi István Kórház I. Belgyógyászati Osztályán 8 belosztály kooperatív munkájaként három és negyed éven át összesen 1617 betegben regisztrálták a heveny agyi vasculáris megbetegedések különböző klinikai és epidemiológiai sajátosságaira – köztük a megbetegedések időpontjára – vonatkozó adatokat (Keller és Fischer, 1984). Ezek felhasználásával végeztük vizsgálatainkat, melyeknek célja az időjárás és az agyi vasculáris történések esetleges összefüggéseinek feltárása, s ezen belül az acute cerebrovascularis kórképek előfordulásával legintenzívebb kapcsolatot mutató meteorológiai állapotjelzők megkeresése volt. E program végrehajtása során (a) 9 meteorológiai változóból kiválasztottuk az agyi megbetegedésektől közel független paramétereket (χ^2 -próbas függetlenségvizsgálattal) és kizártuk ezeket a további vizsgálatokból; (b) elemeztük az agyi megbetegedések szempontjából nagyon aktív napok (4 vagy több agyi történés a minta egy napján) alakulását; (c) meghatároztuk az időjárási jellemzők extrém viselkedésének valószínűségét a nagyon aktív napokon; (d) megvizsgáltuk a különböző meteorológiai paraméterek együttes eloszlásait a napi megbetegedésszám függvényében; (e) összefüggéseket kerestünk a megbetegedések előfordulása és a felléptüket közvetlenül megelőző, valamint követő időintervallumok időjárási paraméterei között.

✱

Meteorological aspects of acute cerebrovascular diseases. At the 1st Medical Department of the István City-Hospital, Budapest, the dates, circumstances and course of incidences of cerebrovascular diseases had been recorded for three and a quarter years (Keller at al., 1984). These data (altogether 1617 cases) were used for the researches presented in the paper. The aim of the investigations is to reveal the relationship between weather and the cerebral processes as well as to find out the meteorological characteristics having the most intensive impact on acute cerebrovascular diseases. In the investigations the selection of meteorological parameters (daily range of temperature, relative humidity, daily variations of pressure, duration of sunshine, etc.) was carried out and the intensity of their effect studied: (a) the meteorological parameters having practically no effect on cerebral diseases were separated (by χ^2 independence test) and excluded from further analysis; (b) the annual courses of days very active regarding cerebral diseases were analysed; (c) the conditional probability of the extreme behaviour of climatic characteristics on days very active regarding cerebral diseases was determined; (d) the daily incidence rate was studied as a function of the joint distribution of different meteorological parameters; (e) retarded interactions between the incidences and meteorological parameters were searched for.

✱

Meteorologische Zusammenhänge der acuten cerebrovasculären Erkrankungen. Auf der I. Innermedizinischen Abteilung des Budapester Krankenhauses „István“ hat man 3 und ein Viertel Jahre lang die Zeitpunkte, Umstände und Abgänge der cerebrovasculären Erkrankungen betreffenden Angaben (Keller at al., 1984) registriert (insgesamt 1617 Kranke). Wir haben unsere Untersuchungen auf Grund dieser Angaben gemacht. Das Ziel unserer Forschungen ist die Zusammenhänge der Witterung und der Geschehnisse der zerebralen Abläufe zu erforschen, und die meteorologische Parameter zu finden, deren Wirkung auf die akuten zerebrovasculären Erkrankungen am intensivsten ist. In unseren

Untersuchungen haben wir die Selektion Wirkungsintensität der meteorologischen Parameter (tägliche Temperaturschwankung, relative Feuchtigkeit, tägliche Luftdrucksveränderung, tägliche Sonnenscheindauer) studiert: (a) Wir haben die, von den zerebralen Erkrankungen fast unabhängigen meteorologischen Parameter ausgewählt (χ^2 -Unabhängigkeitstest) und wir haben sie von den weiteren Untersuchungen ausgeschlossen. (b) Wir haben den jährlichen Gang der zerebralen Erkrankungen aus dem Gesichtspunkt der aktivsten Tage analysiert. (c) Wir haben die konditionalen Wahrscheinlichkeiten der extremen Verhaltung der klimatologischen Charakteristik auf den, aus dem Gesichtspunkt der zerebrovaskulären Erkrankungen an aktivsten Tagen determiniert. (d) Wir haben die gleichmässigen Verteilungen der verschiedenen meteorologischen Parameter in Zusammenhang mit der täglicher Zahl der Erkrankungen untersucht. (e) Wir haben retardierte (in Zeit verschobene) Zusammenhänge zwischen den Erkrankungen und den Witterungsparameter gesucht.

✱

Introduction. The influence of changes in atmospheric condition on cerebrovascular and cardiovascular diseases has been recognized for many years. Hansen (1970) investigated the relation between barometric pressure and the incidence of peripheral arterial embolism. He shows, that the velocity of the changes in barometric pressure is really an important factor, and the maximum rate of change is more important than the mean rate of change. Brezowsky (1965/a, b) found a connection between myocardial infarction and the changes in air masses. Bokonjić and Zec (1968) found a certain parallism between changes in atmospheric pressure, air temperature, air humidity and the development of trombosis and embolism. In our investigation we concentrated on the cerebrovascular processes and we used more meteorological parameters than Hansen (1970), the results of his and our work are in a very good agreement.

Data basis

Our data basis consists of two parts: of medical data on the one hand and of meteorological ones, on the other. The medical data were collected in the 1st Medical Department of the István City-Hospital, Budapest. In this department and in eight other medical department during the period from 1 October 1973 to 31 December 1976 detailed case studies of patients afflicted with acute cerebrovascular diseases were carried out. Using a questionnaire for each patient data sets suitable for computer processing were compiled. From these sets the exact dates and the number of incidences were used for our researches. The meteorological data for the whole period of the medical observations were assembled in the Computer Centre and Archive of the Central Meteorological Institute of the Hungarian Meteorological Service. We collect from the Archive all the available meteorological parameters supposed to may have an impact on cerebral diseases were taken into consideration. Such parameters were: cloudiness, relative humidity of the air, daily maximum and minimum temperature, daily precipitation amount, sunshine duration, daily mean temperature, daily variations of air pressure and daily range of temperature. The data were analyzed after having transferred them to computer data carriers.

Selection and filtration of the meteorological parameters, examination of the intensity of their effects

It was intended to filter out the meteorological parameters the distribution of which in time is almost independent of the distribution of cerebral diseases. This examination was carried out using the χ^2 independence test known from

mathematical statistics. The approach itself will not be described here (Prékopa, 1972) only the formula for estimating the degree of dependence is given below.

Let A and B be the probability variables represented by whole systems of incidences A_i and B_j ($i=1, 2, \dots, r$ and $j=1, 2, \dots, s$) the dependence or independence of which is to be studied. For the empirical estimation of the dependence the formula

$$F = \frac{\chi^2}{n(q-1)}$$

was used (Prékopa, 1972) where n is the volume of the sample and $q = \min(r, s)$. F varies within the interval $[0, 1]$; 0 denoting the complete independence of both variables and 1: their dependence. In our investigations variables A and B were the frequencies of cerebral diseases and of the meteorological parameters, respectively. The whole systems of occurrences A_i and B_j were defined as follows:

A_i — one day i incidences occurred, i being 0, 1, ..., 6, 7. (During the whole observation period more than 7 incidences per day did not occur).

B_j — on the analyzed day the value of the given meteorological parameter fell into category j .

Five categories were determined with the prerequisite that the values should belong to them with equal probability, i. e., $p=0.2$ in each case. The limits of the categories are the quintiles known from mathematical statistics. The average values, the values somewhat higher and lower than average and those considerably higher and lower than average, respectively, are divided into the 5 categories.

For calculating the value F representing the degree of independence, so called contingency tables were compiled and on the basis of the aforesaid the values $r=8, s=5, q=5, n=1200$ were used in the above formula. This approach permitted to exclude from further analyses the meteorological characteristics being almost independent of the diseases. The following 5 parameters were excluded: sunshine duration, daily mean temperature, daily maximum and minimum temperatures and daily precipitation amount.

Analysis of the significant behaviour of meteorological parameters on days with high incidence rate

During the 1200-day period altogether 1617 incidences of cerebrovascular incidents occurred (with the following distribution: thrombosis cerebri — 1050, embolia cerebri — 95, haemorrhagia cerebri — 193, haemorrhagi subarachnoidealis — 43, transiens ischaemias attack — 236 case). That means the on the average there is hardly more than 1 new patient per day. Analysing the sample it can be stated that:

- the rate of the daily incidences has a considerable fluctuation, i.e. generally not 1 or 2, but often 0 or 3, 4, 5 even 6, 7 incidences occur, on the one hand, and
- the frequency of incidences is not equal in the different seasons and months, on the other hand.

In our sample the days with 4 or more incidences were regarded as *very active*. Altogether 78 such days were found. The monthly frequency of the very active days were calculated and its annual course plotted (*Fig. 1*). It can be

seen that the histogram has maxima in January, April, July and November. Thus these months are the most dangerous for persons inclined to cerebrovascular diseases.

It was supposed that the incidence rate increased on certain days not randomly but in connection with meteorological processes. In order to prove the hypothesis it was examined whether on the very active days the meteorological parameters behave as usual (according to the given season, month) or show a significant deviation in some direction. For this purpose the quintiles

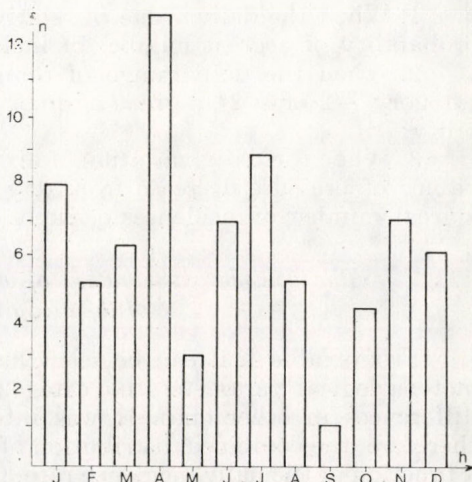


Fig. 1 Annual distribution of the very active days (a day is regarded as very active if in our sample 4 or more incidences of cerebrovascular diseases occur on this day). n = the number of incidences

of the 4 meteorological parameters were used (Prékopa, 1972). The four quintiles of a parameter for a given month delimit the five intervals, into any of which the studied meteorological parameter falls with equal probability. These intervals were denoted as categories -2 , -1 , 0 , $+1$, $+2$, since they expressively show the average character or the degree and direction of the deviation.

After having ranged the meteorological characteristics of the very active days into categories, according to our expectation, not a smooth distribution was received. In Table I the probabilities of the 4 analyzed parameters are indicated by categories. The values contained in the table show with how high

TABLE I

Probabilities of different weather parameters by categories (i.e. the probability that on very active days the values of the given meteorological parameter fall into the different categories)

Categories	Weather parameters			
	Relative humidity	Daily range of temperature	Daily variations of air pressure	Cloudiness
-2	0.29	0.29	0.37	0.35
-1	0.21	0.07	0.21	0.20
0	0.14	0.11	0.21	0.06
1	0.21	0.19	0.06	0.12
2	0.15	0.34	0.15	0.27

probability the different meteorological parameters fall into one of the 5 categories. It is striking that, though almost all the elements behave in different ways, their distribution is not smooth in any case and days of average category (0) do not occur with high probability for any of them, except air pressure.

That means that on very active days rather an extreme than average behaviour of the meteorological parameters dominates. In the tables the values with probability higher than average are printed with thick line.

On the basis of Table I and Fig. 2 the following conclusions can be drawn:

1. When the daily value of relative humidity falls into category -2, the probability of a great number of incidences is the highest;

2. When the daily range of temperature or cloudiness are extreme (of category -2 or +2), a great number of incidences occurs with high probability;

3. When the daily variation of air pressure is negative or close to 0, i.e. the values of pressure decrease from day to day or do not change considerably, a great number of incidences occurs on that day with great probability.

The complex distribution of weather parameters as a function of the daily incidence rate

From Table I. it can be seen that the course of probability of different meteorological parameters by categories shows similarity in some cases and differences in other ones. It was intended to find out these relations and, therefore, the combined distribution of meteorological, elements was studied as a function of the daily incidence rate. Out of the combined distributions of two different parameters the most meaningful and the best interpretable one is that of the daily range of temperature and cloudiness, thus here only this distribution is presented. In this case each day of the whole data set was taken

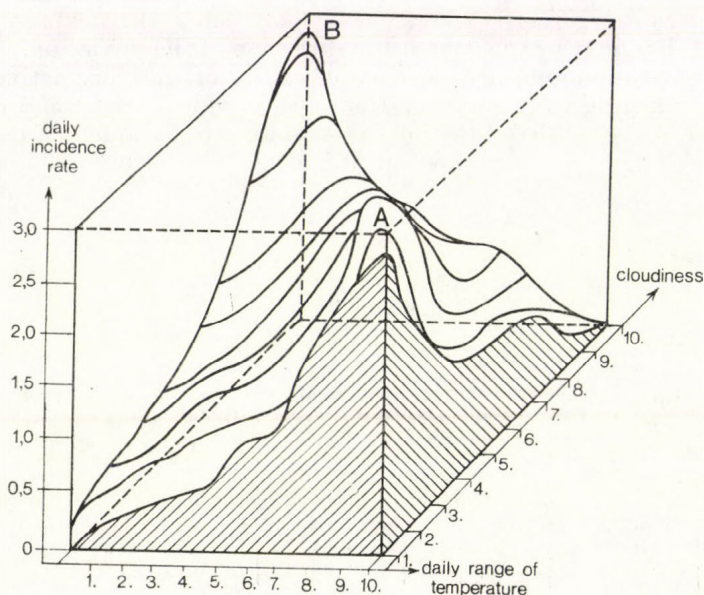


Fig. 2 A 3 D surface representing the average daily incidence rate belonging to the twin values of daily range of temperature and cloudiness

into consideration, not only the days very active regarding the incidence rate. Due to the great number of cases and in order to reach higher accuracy a finer division was applied and from quintiles we turned to deciles. For the whole time series the deciles of both weather parameters, the 2×10 intervals determined by the deciles as well as the table of 10×10 complex distributions were calculated.

The average daily incidence rates belonging to the twin intervals are presented in *Fig. 2*. In the 3 D figure on the surface representing the distribution of the average daily incidence rate the isolines of cloudiness deciles were plotted (10 lines). The 3 coordinates of the grid-points are the deciles of the two meteorological parameters and the corresponding average daily incidence rate. It can be seen that between the two opposite vertices *A* and *B* of the covering surface of the cube there is a ridge the two peaks of which are near the vertices *A* and *B*. This means that the highest average daily incidence rates are connected with low values of daily range of temperature and high values of cloudiness as well as with high values of daily range of temperature and low values of cloudiness, respectively. This can be explained by the following considerations:

- Small daily range of temperature and high values of cloudiness often accompany strong cyclonic activity being a phenomenon dangerous from the point of view of the analyzed diseases, as shown also by the results of other analyses. We can find this result by other authors too - for instance: by *Hansen* (1970).
- In the case of considerable daily range of temperature and small cloud amounts a temperature change (e.g. in summer daily $14 - 16^{\circ}\text{C}$) itself can shatter the organism inclined to cerebrovascular diseases.

Analysis of relations retarded (shifted) in time

In the course of our study the question arose that we might make a mistake (and lose some important relations) by comparing the daily incidence rate with the characteristics determining the weather of only the *given day*, since it can be supposed that the reaction of the organism proceeds not so directly (e.g. in the case of a significant decrease of pressure stroke can supervene eventually not on the same day but only the second or third one). In addition, from the occurrence of the disease up to the moment when the patient is transported to the hospital, often considerable time can pass.

Therefore, in the course of further researches, in addition to the day with high incidence rate, the meteorological parameters of the preceding and following three days were also taken into consideration. The number of the very active days during the whole analyzed period was 78. In order to be able to decide whether the meteorological characteristics of the shifted days are extreme or not, for all the four meteorological elements the 78 extreme days corresponding to the significance level of 78 were determined. Then the very active days were shifted by +3, +2, +1, 0, -1, -2, -3 days and it was examined, in how many cases they coincide with the days of extreme values of different meteorological parameters. The numbers of such cases are given in *Table II* for each meteorological element. The table is remarkable itself, but the analysis is more correct if the values are compared with the mathematical probabilities of the random coincidences.

TABLE II

The overlapping of the very active days and of the extreme values of the four meteorological parameters in case of shifting by +3, +2, ..., -3 days. (The activity of the day preceding the cloudy, humidity etc. day by +3, +2, +1 day and following it by -1, -2, -3 days)

Meteorological parameters	The measure of the shifting (day)						
	+3	+2	+1	0	-1	-2	-3
Daily range of temperature	2	3	4	6	6	4	1
Relative humidity	2	3	2	6	5	5	3
Cloudiness	5	5	7	7	6	6	5
Daily variations of air pressure	2	3	5	5	4	6	6

The exact definition of the arising probability (or rather combinatorial) problem is as follows:

With how high probability (p) during a given period of N days from among k days randomly selected two times, exactly n are equal?

(With the random selection in our case the relation between the weather extremes and the high incidence rate is excluded since in this way we receive the mathematical probability of random coincidences.)

The problem was solved in general in the following closed form:

$$p = \frac{\binom{k}{n} \binom{N-k}{k-n}}{\binom{N}{k}}$$

In our case $N = 1200$ is the whole length of the sample and $k = 78$ the number of very active days of our sample. The probability values were calculated for $n = 0, 1, \dots, 7, 8$, since in Table II there is no overlapping value higher than 8.

The curve of the probabilities is shown in Fig. 3. The curve has its maximum at the 4-day overlapping. Comparing the curve to Table II we can see that - would the extreme behaviour of the given meteorological parameter and the cerebral incidences be independent happenings - the overlapping figures 3 and 4 would have been regarded as the most frequent ones. Their frequencies are, however, small and at the same time frequent are the values 2, 5, 6 having small mathematical probability.

The table proves that the mentioned events are not independent or, more exactly, the extreme behaviour of the 4 analyzed meteorological parameters

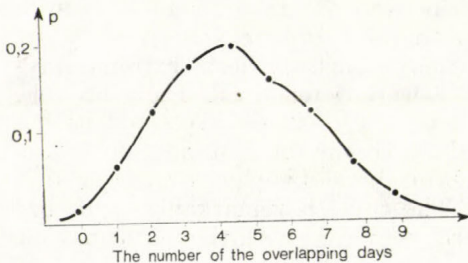


Fig. 3 The probabilities that out of the whole time series ($N = 1200$ days) from 78 days selected randomly two times, there are exactly n overlapping days ($0 \leq n \leq 8$).

implies the cerebral diseases, but not to an equal degree and with some shifting in time.

Considering the aforesaid in conclusion the following remarks can be made:

1. Out of the four meteorological parameters the days with extreme cloudiness or the periods preceding and following them by 1, 2, 3 days coincide with the very active days with the highest probability.

2. On the days with considerable daily range of temperature and relative humidity as well as on the 1st and 2nd following days very active days occur with great probability.

3. On the 2nd and 3rd day preceding a day with great negative pressure change as well as on the 1st and 2nd day following a day with great positive pressure change the probability of a very active day is great.

Summarise our results

In our investigations we intended to reveal the relationship between weather and the cerebrovascular processes as well as to find out those meteorological characteristics having the most intensive connection with acute cerebrovascular diseases.

Our results didn't give any statement contradictory to that of the above-mentioned works of Hansen (1970), Brezowsky (1965/a, b), Bokonjić and Zec (1968). The results regarding the common object of their and our investigation are in very good agreement. We wanted to take as much aspects into consideration as it was possible, for instance: joint distribution of different meteorological parameters and time shifted interactions between the incidences and the meteorological parameters.

We were able to find some relationship between a certain number of meteorological parameters and the occurrence of cerebrovascular diseases. In some cases the connection proved to be stronger namely when instead of one single parameter we take into account simultaneously two meteorological characteristics. On the basis of this investigation we believe that a further research – using other weather parameters or their combination as well as macrosynoptic types – would be promising. We found that:

1. The daily sunshine duration, the daily mean temperature, the daily maximum and minimum temperatures and the daily precipitation amount were mostly independent of the cerebrovascular diseases.

2. The probability of the occurrence of stroke proved to be higher:

a) in the months January, April, July and November,

b) when the air pressure decreases from one day to the other,

c) when the daily range of temperature is extreme (high or low),

d) when small daily range of temperature and high values of cloudiness is accompanied by strong cyclonic activity,

e) when small cloud amount is accompanied by big temperature changes (this is an especially strong relationship).

3. By in *time shifted* relations:

a) on the 1st and on the 2nd *following* days with great daily range of temperature and relative humidity,

b) on the 2nd and 3rd day *preceding* a day with great negative pressure changes

the occurrence of cerebrovascular diseases has higher probability than usual.

REFERENCES

- Bokonjić, R. and Zec, N., 1968: Strokes and the weather a quantitative statistical study. *Journal of Neurol. Sci.* 6., 483-491.
- Brezowsky, H., 1965a: Die Abhängigkeit des Herzinfarkts von Klima, Wetter und Jahreszeit, *Arch. Kreisl. - Forsch.* 47, 159-188.
- Brezowsky, H., 1965b: Über die Abhängigkeit physiologischer Messwerte von Wettervorgängen, *Int. Journal of Biometeor.* 9, 253-259.
- Hansen, J. B., 1970: The relation between barometric pressure and the incidence of Peripheral Arterial Embolism. *Int. Journal of Biometeor.* 14, 391-397.
- Haufe, W. O., 1976: Development and Application of Biometeorology. *Int. Journal of Biometeor.* 20, 92-96.
- Keller, L. - Fischer, J., 1984: Heveny cerebrovascularis kórképek néhány klinikai-epidemiológiai sajátosságának vizsgálata. (A cooperative study on some clinicaledemiological characteristics of acute cerebrovascular diseases.) *Orvosi Hetilap* 125, 1429-1437.
- Prékopa, A., 1972: *Valószínűségelmélet műszaki alkalmazásokkal.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Prohaska, F., 1967: Climatic Classification and their Terminology. *Int. Journal of Biometeor.* 11, 1-3.
- Tromp, S. W., 1963: *Medical Biometeorology.* Weather, Climate and the Living Organism. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, p. 574.
- Weihe, W. H., 1976: The Application of Meteorology in Medical Sciences. *Int. Journal of Biometeor.* 20, 157-165.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 90. évf. 6. szám, 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec. 1986. Budapest

A talaj hőforgalmának évi menete Újvidéken

ÁCS FERENC és MIHAILOVIĆ T. DRAGUTIN, *Újvidéki Egyetem, Mezőgazdasági Kar, Meteorológiai Osztálya, Veljka Vlahovica 2., 21000 Novi Sad Yugoslavia*

The annual course of heat exchange in the soil in Novi Sad. A short analyse was presented of the annual course of heat exchange in the soil in Novi Sad. The 10 days and monthly mean of daily values of heat exchange in soil and its heat storage and conductivity term was estimated. It was related to the difficulties derived from the absence of the soil moisture data necessary to the final calculations. Eliminating the difficulties, an acceptable result was established and the dominant being of the heat conductivity term in the annual course of heat exchange in soil.

✱

A talaj hőforgalmának évi menete Újvidéken. A szerző elvégezte a talajhőforgalom évi menetének rövid elemzését Újvidéken. A talajhőforgalom s annak hőtartalomváltozási és hővezetési tagjai napi értékeinek dekád és havi átlagát számítással határozta meg. Közben utalt a számítások következetes elvégzéséhez szükséges talajnedvességi adatok hiányából eredő nehézségekre is. Ezek kiküszöbölésével megállapította a kapott eredmények elfogadhatóságát, valamint a talajhőforgalom évi menetében a hővezetési tag domináns voltát.

✱

A talajfelszín hőmérlegének pontos meghatározásához nélkülözhetetlen a talaj hővezetési tényezőjének ismerete. Ez feltételezi a talaj hőforgalma átlagos és extrém értékeinek felbecslését, valamint időbeli változásainak leírását.

Ezen mennyiségek meghatározhatók teljes egészében műszeres méréssel, vagy a műszeres mérések és a számítások kombinálásával. Műszerállomány hiányában az utóbbi módszer kerül előtérbe, ehhez nélkülözhetetlen a talajhőmérséklet és a talajnedvesség mélység szerinti és időbeli változásainak folyamatos követése.

Éghajlati kutatásokban majdnem teljes egészében méréssel kombinált számítási eljárásokat alkalmaznak. Ezek következetes használata is számtalan nehézségbe ütközik. Használhatóságukat leginkább a talajhőmérséklet vagy nedvesség hiányzó, vagy nem folytonos adatsorai szabják meg.

Újvidéken 1954 óta folyamatosan mérik a talajhőmérsékletet, így az 1954–1981. évi periódusra vonatkozó adatsor megbízható és használható. Ugyanebben a periódusban a megfigyelő állomáson talajnedvesség-észleléseket nem végeztek, csak az utóbbi évek vegetációs periódusában történtek mérések, búzával és kukoricával beültetett talajon. A talajnedvességi adatokat részlegesen pótoltuk az 1981–1984. évi periódusban végrehajtott terepklimatológiai méréseinkből. E mérések alkalmával a talajmintákat május 10-től október 1-ig tartó időszakban vettük, átlagban tíznaponként, 10 cm-enként 1 m-es mélységig. Az október 1-től május 10-ig tartó időszak talajnedvesség-adatainak hiányát szubjektív becsléssel pótoltuk talajhőforgalmi vizsgálataink alapján.

Számítások során a talajhőmérsékleti adatok a hőforgalom, míg a talajnedvességi adatok az egyes talajfizikai jellemzők mélység szerinti változásainak meghatározására szolgáltak. A számítások a dél-bácskai löszterasz gyengén karbonátos csernozjom talajára vonatkoznak, melyek szerkezetét és talajfizikai jellemzőit *Ács* és *Mihailović* (1983) ismertették.

Számítási módszerek

1. A talaj hőforgalma napi értékeinek számítására széleskörűen alkalmazható *Versinyin* (1959) képlete:

$$B = C \cdot Z \cdot \Delta T + \lambda_z \cdot \left. \frac{dT}{dz} \right|_z \quad (1)$$

ahol:

Z a felszíni talajréteg vastagsága. Ennek nagysága megegyezik azzal a mélységgel, amelyen a napi hőmérsékleti ingások már elhanyagolhatók. Az adott talajfajta vonatkozó megfigyelések alapján e mélység nagysága 30 cm,

C a Z vastagságú talajszelvény átlagos (térfogatos) hőkapacitása,

ΔT a Z vastagságú talajszelvény egységnyi idő alatt történő átlagos hőmérséklet-változása,

$\left. \frac{dT}{dz} \right|_z$ a hőmérsékleti gradiens nagysága Z mélységben,

λ_z a hővezetőképesség nagysága Z mélységben.

A hőkapacitás a talajnedvesség függvényében *Lehtveer* és *Int* (1977) nyomán következő alakú:

$$C = \rho \cdot \left(c + 4.187 \cdot \frac{W}{100} \right) \quad (2)$$

ahol:

ρ a talaj sűrűsége, az adott talajfajta vonatkozó értéke $1,29 \text{ gr cm}^{-3}$ (*Živković*, 1972),

c a talaj fajhője, az adott talajfajta vonatkozó értéke $0,84 \text{ J gr}^{-1} \text{ C}^{-1}$,

W a talajnedvesség tartalma száraz talajsúly százalékban.

A hővezetőképesség nagysága

$$\lambda = K \cdot C \quad (3)$$

ahol:

K a talaj hőmérséklet-vezető képessége 30 cm-es mélységben, felbecsült értéke az adott talajfajta *Ács* és *Mihailović* (1983) nyomán $5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$.

E módszer pontosságát és használhatóságát a felszíni talajrétegre vonatkozó hőmérsékletadatok száma szabja meg. A hőmérsékletadatok számának csökkenésével a módszer pontossága csökken, ezért ezen esetekben más módszerek használata célszerű.

2. Egy számítási módszert *Orlenko* (1957) javasolt:

$$B = \alpha \cdot (T_0 - T_\infty) + \beta \cdot \frac{\partial T_0}{\partial t} \quad (4)$$

ahol:

T_0 a talajfelszín hőmérséklete. Ennek hiányában a 2 cm-es mélységben levő talajhőmérsékleti adatot használtuk;

T_∞ a talaj hőmérséklete abban a mélységben, amelyben a napi hőmér-

sékleti ingások elhanyagolhatók. Mint ahogy említettük, e mélység nagysága 30 cm;

α a talajhőforgalom hővezetési tagjának arányossági együtthatója. Nagysága: $\alpha = \bar{b} (\omega/2)^{1/2}$;

β a talajhőforgalom hőtartalomváltozási tagjának arányossági együtthatója. Nagysága: $\beta = \bar{b}(1/2\omega)^{1/2}$.

\bar{b} a $(\lambda \cdot C)^{1/2}$ mennyiség átlaga a 2–30 cm-ig terjedő rétegre vonatkozóan. ω a napi hőmérsékleti ingás frekvenciája.

E módszer a felszíni talajréteg talajfizikai jellemzőinek ismerete mellett csak két hőmérsékleti adatot igényel, néha ez sincs meg. Ilyenkor az ennél is szélesebb körűen használható számítási képleteket alkalmazzuk.

3. Az egyik közismert módszert *Budiko* (1971) ajánlotta. A módszer a következőkön alapul:

I. TÁBLÁZAT

A léghőmérséklet és a talajhőforgalom évi amplitúdói

Léghőmérséklet:	10	15	20	25	30	40	50	°C
Talajhőforgalom:	7 536,6	11 723,6	15 491,9	19 260,2	23 028,5	30 983,8	38 520,5	J/cm ²

Sokévi mérések alapján a talajhőforgalom évi amplitúdója szoros kapcsolatban van a levegő hőmérsékletének évi amplitúdójával (*I. táblázat*). Ugyanakkor a talajhőforgalom havi összegei állandó arányban vannak a meleg vagy a hideg félév hőforgalmának összegével, amely egyenlő a hőforgalom évi amplitúdójának felével. Az adott arányokat kifejező mennyiségi mutatók a *II. táblázatban* vannak. Ezek alapján a módszert a következőképpen alkalmazzuk:

a) A léghőmérséklet havi átlagainak évi menetéből meghatározzuk a léghőmérséklet évi amplitúdóját.

b) Az I. táblázat segítségével meghatározzuk a kapott léghőmérséklet évi amplitúdójához tartozó hőforgalom évi amplitúdóját.

c) A hőforgalom évi amplitúdójából kiszámítjuk a hideg vagy a meleg félév hőforgalmának összegét. Ebből a II. táblázat segítségével megadjuk a hőforgalom havi összegét.

II. TÁBLÁZAT

A talajhőforgalom havi összegei és a hideg, ill. a meleg félévi összegei közötti arányossági tényezők

Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
0,23	0,15	-0,08	-0,15	-0,23	-0,23	-0,19	-0,12	0,08	0,12	0,19	0,23

Budiko módszere egyszerű és széleskörűen alkalmazható. Nagyobb kiterjedésű terület átlagos viszonyait jellemzi, a talajok mikroklimatológiai változékonyságát már nem érzékelteti.

Az eredmények bemutatása és értékelése

Versinyin és *Orlenko* által javasolt számítási képletek eredményeit, a talajhőforgalom napi értékeinek tíznapos és havi átlagát a *III. táblázatunk* tartalmazza. A hőforgalom negatív értékei a talajfelszín hőveszteségét, míg a pozitív értékei ugyanennek a felszínnek hőnyereségét fejezik ki.

III. TÁBLÁZAT

*A hőtartalomváltozás (Bc), a hővezetési tag (B1) és a talajhőforgalom (B) napi értékeinek (7 cm⁻² n⁻²)
dekád és havi átlagai Versinyin és Orlenko formulájával számítva*

Hónap, dekád sorszám, H = havi átlag	Versinyin			Orlenko			
	Bc	B1	B	Bc	B1	B	
Január	1.	6,62	63,58	70,20	3,38	41,89	45,27
	2.	2,07	63,58	65,65	0,24	34,75	34,99
	3.	- 2,93	48,17	45,24	- 2,41	25,22	22,81
	H.	1,76	58,11	59,87	0,40	32,86	33,26
Február	1.	- 5,81	39,01	33,20	- 3,62	12,38	8,76
	2.	- 0,71	31,79	31,08	0,72	10,47	11,19
	3.	- 4,56	23,01	18,45	- 3,49	7,14	3,65
	H.	- 3,66	31,56	27,90	- 2,08	10,09	8,01
Március	1.	- 7,75	22,16	14,41	- 2,65	- 2,14	- 4,80
	2.	-13,20	10,60	- 2,60	- 5,55	-14,28	-19,83
	3.	-11,07	- 4,38	-15,45	- 5,93	-23,80	-29,73
	H.	-10,69	9,01	- 1,67	- 4,75	-13,74	-18,49
Április	1.	-13,24	-14,93	-28,17	- 4,59	-34,51	-39,10
	2.	- 5,27	-15,41	-20,68	- 1,93	-30,94	-32,87
	3.	-15,70	-21,19	-36,89	- 7,97	-45,46	-53,43
	H.	-11,40	-17,18	-28,58	- 4,83	-36,97	-41,80
Május	1.	-16,68	-49,61	-66,99	- 6,03	-60,45	-66,49
	2.	-15,17	-50,47	-65,64	- 7,17	-66,53	-73,69
	3.	- 4,86	-48,99	-53,85	- 1,58	-70,09	-71,82
	H.	-12,00	-49,67	-61,67	- 4,82	-63,57	-68,39
Június	1.	- 9,95	-53,78	-63,73	- 4,72	-62,28	-67,00
	2.	- 5,08	-52,72	-57,80	- 0,72	-65,58	-66,30
	3.	0,36	-49,99	-49,63	1,72	-64,09	-62,37
	H.	- 4,89	-52,16	-57,05	- 1,24	-63,98	-65,22
Július	1.	- 6,87	-38,67	-45,54	- 3,98	-60,09	-64,07
	2.	- 4,44	-44,94	-49,38	- 2,38	-67,16	-69,54
	3.	- 1,26	-31,66	-32,92	- 0,24	-53,92	-54,16
	H.	- 4,10	-38,20	-42,30	- 2,13	-58,44	-60,57
Augusztus	1.	3,06	-36,62	-33,56	0,70	-55,17	-54,47
	2.	11,04	-18,60	- 7,56	-14,42	-35,53	-49,95
	3.	10,12	0,86	10,98	5,46	-14,85	- 9,40
	H.	8,14	-17,47	- 9,33	3,95	-31,73	-27,78
Szeptember	1.	3,30	2,88	6,18	0,50	-12,94	-12,44
	2.	14,40	19,84	32,24	7,12	6,54	13,66
	3.	11,02	32,64	43,66	4,84	17,19	22,04
	H.	9,57	18,45	28,02	4,15	3,48	23,25
Október	1.	10,13	43,83	53,96	4,34	24,04	28,38
	2.	17,30	51,06	68,36	7,97	32,61	40,58
	3.	8,80	67,00	75,81	3,07	40,03	43,10
	H.	11,97	54,38	66,35	5,06	32,48	37,54
November	1.	8,07	61,17	69,24	2,41	34,75	37,16
	2.	15,38	69,84	85,23	8,21	44,03	52,24
	3.	11,42	84,78	96,20	3,62	53,07	56,70
	H.	11,62	71,93	83,56	4,75	43,95	48,70
December	1.	7,13	67,92	75,05	2,42	46,65	49,07
	2.	1,98	64,06	66,05	0,96	40,46	41,42
	3.	3,95	60,87	64,82	1,10	37,21	38,31
	H.	4,34	64,17	68,51	1,48	41,30	42,78

A hőforgalom hőtartalomváltozási tagja elenyészően kicsi, értékei a tavaszi (május 1. dekádja) $-16,68 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$ és az őszi (október 2. dekádja) $17,30 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$ szélsőértékek között mozognak. Az Orlenko-módszerrel számított értékek kisebbek, az állandó eltérés a számítási módszerrel magyarázandó. Az évi ingás elhanyagolható. A téli félévből a nyári félévbe való átmenet a január 2. és 3. dekádja, míg a nyári félévből a téli félévbe való átmenet a július és az augusztus 3. dekádja közötti időintervallumban következik be. Az átmenet időpontja az Orlenko-módszerrel számítva valamelyest eltolódik, vagyis később mutatkozik.

A hőforgalom hővezetési tagja a hőtartalomváltozási taghoz viszonyítva már sokkal nagyobb. Szélsőértékei $-50,47$, $-70,09 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$, ezek a tavaszi időszakban (május 2. és 3. dekádja), és $53,07$, $84,78 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$, ezek pedig az őszi időszakban (november 3. dekádja) jelentkeznek. Ugyanakkor észrevehető az is, hogy a *Versinyin* módszerével számított értékek a téli félévben nagyobbak, a nyári félévben meg kisebbek, mint az Orlenko-képlettel számítottak. E rendszeres eltérés úgyszintén a kétféle módszer eltérő voltából adódik.

A hővezetési tag évi ingása kifejezett. Az előjelváltoztatási időszak körülbelül 1,5–2 hónapos késéssel következik be a hőtartalomtag előjelváltoztatási időszakához képest, pontosan a február és a március 3. dekádja közötti időintervallumban.

A talaj teljes hőforgalma a hővezetési és a hőtartalomváltozási tag összegevel egyenlő. Nagyságát, évi ingását a hővezetési tag irányítja, mert a hőtartalomváltozási tag értékei és változásai elhanyagolhatók. Szélsőértékei, mint a hővezetési tagnál is, május 1. és 2., és november 2. és 3. dekádjában vannak. Értékeik $-66,29$, $-73,69 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$ és $56,70$, $96,20 \text{ J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$. Az előjelváltoztatás ideje március 1. és 3. dekádjai, valamint az augusztus és szeptember 2. dekádjai közé esik.

A *Versinyin* és *Orlenko* által javasolt számítási képletek eredményei aránylag jó egyezést mutatnak a *Budiko* által javasolt módszer eredményeivel. E megállapítás inkább Orlenko számítási módszerére érvényes, mert az ő formulájával számolva a talajhőforgalom napi értékeinek havi átlagai közelebb esnek azokhoz az értékekhez, amelyeket a *IV. táblázatban* mutatunk be. A *IV. táblázatban* a talajhőforgalom napi értékeinek havi átlagát a havi értékekből származtattuk.

IV. TÁBLÁZAT

Budiko számítási módszerével kapott talajhőforgalom napi értékeinek ($\text{J cm}^{-2} \text{ nap}^{-1}$) havi átlaga

Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
68,34	49,35	-23,77	-46,06	-68,34	-70,62	-56,46	-35,66	24,56	35,66	58,34	68,34

A számítási módszerek hitelességéről, ezeknek kisebb vagy nagyobb érzékenységéről, a mikroklimatológiai vagy a talajszerkezeti változékonyságokra semmi határozottat nem lehet mondani. Az ilyen értelmű megállapítások a számítási módszerek szélesebb körű és a nagyobb területeken való alkalmazását követelik meg.

Befejezésül megállapítható a következő: Újvidék területére vonatkozó további éghajlattani vizsgálatok érdekében elvégeztük a talajhőforgalom évi menetének rövid jellemzését, különböző számítási módszerek segítségével. Értékelésük során rávilágítottunk a hőforgalom hővezetési tagjának döntő szerepére.

IRODALOM

- Ács, F., and D. T. Mihailovič, 1983: Calculation of soil thermal changes. *Időjárás*, 4, 200–205.
- Budiko, M. I., 1971: *Klímat i' zszizny*, Gidrometizdat Lenjingrad, 472 pp.
- Lehtveer, R. V., and Int, L. E. 1977: Ob izmenšivoszty osnovnih faktorov opregyeljajusesih teplovoy rezsim pocsvi. *Trudy GGO*, vyp. 385, Gidrometeoizdat, Leningrad, 87–93.
- Orlenko, L. R., 1957: O zaviszimoszti potoka tepla v požvu ot temperaturi poverhnoszti požvi. *Met. i gid.*, No 7.
- Versinekin, P. V., 1959: *Osznovi geofiziki* Gosudarstvennoye Izdatelstvo Fiziko-Matematičeszkoy Literaturi. Moskva, 411 pp.
- Živković, B. i sar., 1972: *Zemljišta Vojvodine*. Institut za Poljoprivredna istraživanja, Novi Sad, 684 str.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 90. évf. 6. szám, 1986. november-december
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 90. No 6. Nov-Dec. 1986. Budapest

Viharos szelek becslhetősége a Balaton térségében, műholdfelvételek alapján

PINTÉR FERENC, OMSZ, Számítóközpont, H-1675 Budapest, Pf. 32; RÁKÓCZI FERENC, ELTE, Meteorológiai Tanszék, H-1082 Budapest, Kun Béla tér 2.; TÁNCZER TIBOR, Központi Előrejelző Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 32.

On the possibility of estimation of wind storms in surroundings of Lake Balaton by satellite images. The authors use loop-movies compiled from METEOSAT infrared images for estimating the maximum wind gusts at Lake Balaton. Supposing the vertical transfer of the motion momentum, the wind vectors computed from movements of the low clouds are related to wind maximums. In spite of a limited number of cases an acceptable relation is found on one hand between the maximum wind speed derived from satellite images and the maximum wind gust at Lake Balaton, on the other hand between the averaged wind speed estimated by satellite and the mean value of maximum wind speeds measured at stations around the lake.



Viharos szelek becslhetősége a Balaton térségében, műholdfelvételek alapján. A szerzők a Balatonon föllépő maximális szellőkések becslésére infravörös METEOSAT felvételekből összeállított hurokfilmeket használnak föl. A mozgásmennyiség függőleges átvitelének feltételezésével az alacsonyszintű felhők elmozdulásából számított szélvektorokat hozzák összefüggésbe a balatoni szélmaximumokkal. A korlátozott esetszám ellenére elfogadható kapcsolat mutatkozott egyrészt a műholdfelvételekből levezetett maximális szélesség és a Balatonon előforduló maximális szellőkés között, másrészt a műholddal becslött átlagos szélesség és a Balaton körüli állomásokon mért szélességi maximumok átlaga között.



A Balatoni Viharjelző Szolgálat pontosságának, hatékonyságának a javítása folyamatos feladat. Mai felfogásunk értelmében a balatoni viharelőrejelzés tipikusan *nowcasting* feladat. (Ismeretes, ezen az időjárás mezo- és lokális skálájú jelenségeinek az igen pontos és viszonylag rövid időszakokra vonatkozó (0–12 óra) analízisét és előrejelzését értjük.) A numerikus előrejelzési módszerek elsődlegesen a szinoptikus skálájú mozgásformák várható alakulásáról tájékoztatnak.

A mezoszínoptikai képződmények és a lokális skálán fellépő meteorológiai jelenségek várható alakulását más módszerekkel kell vizsgálnunk. Ezen módszerek együttes gyűjtőneve a *nowcasting*. Természetesen a nagyobb tér- és időbeli felbontás a szinoptikus megfigyelési rendszertől eltérő információszerzést is követel. A szakirodalomban általánosan elfogadott, hogy a feladat megoldásához

- a) automata állomások,
- b) radarok,
- c) meteorológiai mesterséges holdak

megfigyelési anyaga szükséges.

Jelen tanulmányban a Balaton térségében fellépő veszélyes szelek előrejelzése és a meteorológiai mesterséges holdak információja közötti kapcsolatról lesz szó. Egészen pontosan azt vizsgáljuk, hogy a METEOSAT geostacionárius mesterséges holdak 30 percenként készített felvételei alapján milyen minőségi és mennyiségi információt adhatunk a Balatonon fellépő veszélyes szelekről.

E kérdés vizsgálatakor az infravörös METEOSAT felvételekből az 1984. év előrejelzési szezonzára (máj. – szept.) készült hurokfilmekből indultunk ki. Feltételeztük, hogy amennyiben az alacsonyszintű felhőzet elmozdulásából számított szélvektor nagy, az impulzus-momentum lefelé történő áttevődése miatt, várhatóan a talajközelségben is, erős szellőkések lépnek föl. Munkamódszerünk az volt, hogy a kérdéses hurokfilmek tanulmányozásával, szélvektorok kiszámításával megjelöltük azokat a napokat, amelyeken e filmek szerint a Balaton térségében heves szellőkéseknek kellett bekövetkezniük. Ezután ezt a napárt összehasonlítottuk a tényleges riasztásokat rögzítő naplóval (*I. táblázat*).

I. TÁBLÁZAT

A viharos helyzetek felismerhetősége (1984. május – szeptember)

	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Σ
Műholdfelvétel alapján	7	4	7	8	4	30
Riasztás	6	4	6	7	4	27

A táblázatból kitűnik, hogy a csupán műholdfelvételek által elemzett helyzetek – ilyen kis mintaterjedelem esetén is – nagyon jó megegyezést mutatnak a ténylegesen riasztást igénylő helyzetekkel. Az is látszik, hogy a műholdfelvételek alapján adott becslések némi túlbiztosítást jelentenek. A kapott 90%-os beválási százalék igen magas. E felmérés alapján azt mondhatjuk, hogy a METEOSAT geostacionárius mesterséges hold adataiból előállított hurokfilmek minőségi szempontból hathatós segédeszközei lehetnek a Balaton térségében fellépő veszélyes szellőkések analízisének.

Ami a mennyiségi vizsgálatok kérdését illeti, több nehézséggel kell számolnunk.

Elsősorban a Balaton térségében fellépő szellőkések struktúrája viszonylag bonyolult. Ezt érzékeltetjük az *1. ábrán*, ahol az 1984. június 15-i helyzetet tüntetjük fel. Látható, hogy az egyes regisztráló állomások maximális szellőkése között tetemes eltérések tapasztalhatók. Keszthely esetében például mindössze $9,0 \text{ ms}^{-1}$ a maximális szélesebesség, Siófokon azonban $19,5 \text{ ms}^{-1}$ -es értéket mértek. Még szembetűnőbb a különbség Keszthely ($9,0 \text{ ms}^{-1}$) és Balatonmáriafürdő között ($19,0 \text{ ms}^{-1}$). Hasonló különbségeket találunk az óránkénti szélmaximumokból képezett átlagértékek között is. A legnagyobb eltérés itt is Keszthely ($8,5 \text{ ms}^{-1}$) és Siófok ($13,8 \text{ ms}^{-1}$) között jelentkezik. E két példával arra kívántunk rámutatni, hogy egy-egy időjárási helyzet esetében is, de klimatikus viszonyok közepette is nehéz eldönteni, hogy melyik szélmaximumot tartjuk mértékadónak.

Az egyes helyzetek értékelésére interaktív számítógépes eljárást dolgoztunk ki a Központi Légkörfizikai Intézet CII 10010-es képfeldolgozó konfigurációján.

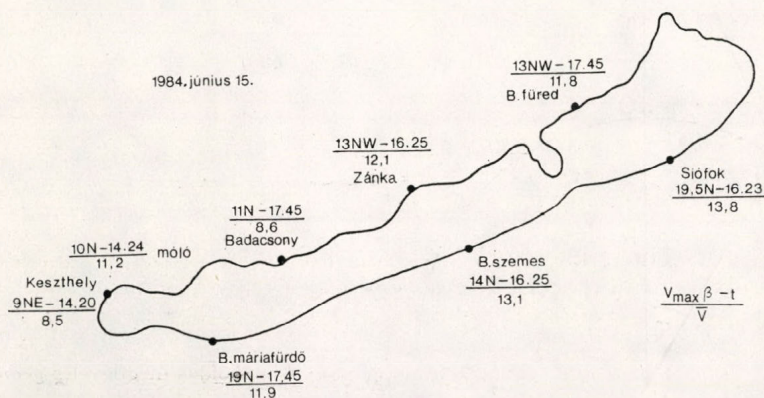
Ezen a számítógépen készül az a hurokfilm archívum, amely a megfelelő helyzetek kiválogatását lehetővé tette. Miután a képanyagot eredeti felbontás-

ban digitális mágnesszalagokon is tároljuk, lehetőség volt az egyes helyzetek képanyagának további számítógépes feldolgozására is.

Egy konkrét helyzet értékelésére két programot dolgoztunk ki.

Az egyik program segítségével diszkre felvittünk két tetszőleges időkülönbségű infravörös képet, azokat geometriailag standardizáltuk és képernyőn tetszőleges ideig lejátszható, kételemű hurokfilmmé szerkesztettük össze. Ennek segítségével lehetett kijelölni azokat az objektumokat, amelyek elmozdulása mérvadónak volt tekinthető.

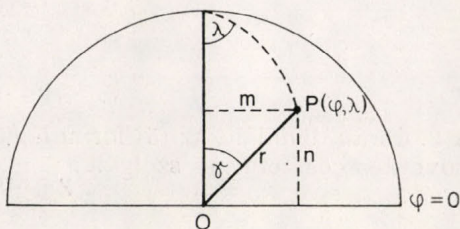
A másik program segítségével a Balaton térségi képrészleteket a képernyő kétfelé osztásával, egymás mellett fekete-fehér vagy színes formában, nagyítva megjelenítettük, majd fényceruzával mindkét képen 1 pixel pontossággal kijelöltük a kiválasztott objektumokat. Ezek földrajzi koordinátáiból kiszámítottuk az elmozdulásokat, illetve az időkülönbség számításbavételével a mozgásvektorokat.



1. ábra: A maximális szélesség V_{\max} nagysága, β iránya és t időpontja (törtvonal fölött), valamint az óránkénti szélmaximumok \bar{v} átlaga (törtvonal alatt) a Balaton körüli mérőállomásokon 1984. június 15-én. (A szélességi értékek ms⁻¹-ben)

Kis gyakorlattal 1 – 1 elmozdulásvektor számítása 10 másodpercig tartott, a többi időt inkább a megfelelő objektumok megkeresése jelentette. Egy helyzet kiértékelése 5 – 10 percig tartott.

A szélvektorok meghatározása során az alábbi eljárást követtük. Megvizsgáltuk a $\Delta t = 2$ óra alatti advektív elmozdulást mutató jellegzetes felhőalakzatokat és képi koordinátáik ismeretében a leképezés törvényének felhasználásával kiszámítottuk azok szférikus koordinátáit. Az elmozdulás nagyságából és irányából pedig a gömbháromszögtan tételei alapján levezettük a szélességvektorokat. Röviden bemutatjuk a számítás menetét.

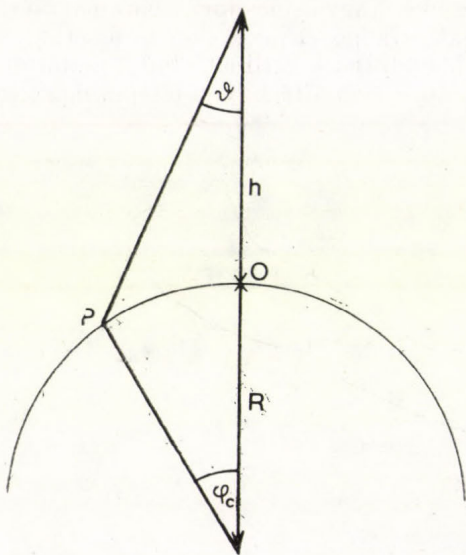


2. ábra: A műholdkép geometriája.

Adott P (φ , λ) pontnak a műhold felvételén a középponttól ($\varphi=0$, $\lambda=0$), mint origótól számított n -edik sor (y -koordináta) és a sorok mentén az m -edik képelem (x -koordináta) felel meg (2. ábra). Úgyhogy a ponthoz húzott helyzetvektor nagysága (r):

$$r = \sqrt{m^2 + n^2}. \quad (1)$$

r -hez φ_c geocentrikus szög tartozik és az a műholdról ϑ szög alatt látszik (3. ábra). ϑ -ra vonatkozólag a következő összefüggés áll fenn:



3. ábra: A műholdas megfigyelés geometriája.

$$\vartheta^{\circ} = \frac{18 \cdot r}{2500}. \quad (2)$$

Ennek felírásakor felhasználtuk azt, hogy a műhold megfigyelő rendszere a képezőt 18° -os nyílásszöggel 2500 sorban tapogatja le. A 3. ábra alapján

$$\varphi_c = \arcsin (C \cdot \sin \vartheta) - \vartheta, \quad (3)$$

ahol

$$C = \frac{h}{R} + 1, \quad (4)$$

itt h jelenti a műhold magasságát, R pedig a földsugarat.

Ugyanakkor a 2. ábráról a gömbháromszögtan szinusz-tételének felhasználásával

$$\lambda = \arcsin (\sin \varphi_c \cdot \sin \gamma), \quad (5)$$

$$\varphi = \arcsin \cos \frac{\cos \varphi_c}{\cos \lambda}. \quad (6)$$

A 2. ábrán definiált, az (5) formulában megjelenő szög kiszámítására pedig a következő összefüggés szolgált:

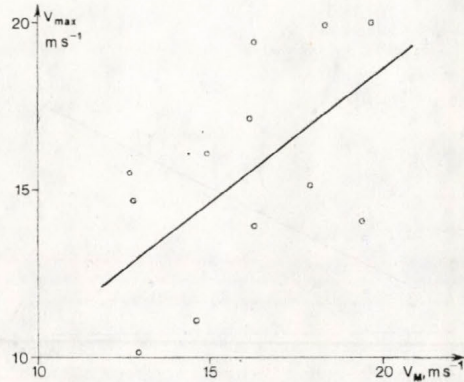
$$\gamma = \arcsin \left(\frac{m}{n} \right) \quad (7)$$

Most rátérhetünk a követett felhőelem t_1 időpontban elfoglalt $P_1(\varphi_1, \lambda_1, t_1)$ és t_2 időpontokra vonatkozó $P_2(\varphi_2, \lambda_2, t_2)$ helyzete közötti S elmozdulás kiszámítására. Jó közelítéssel a gömbháromszögtan koszinus-tételéből az S -hez tartozó φ_s ívhossz:

$$\cos \varphi_s = \sin \varphi_1 \cdot \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cdot \cos \varphi_2 \cdot \cos (\lambda_2 - \lambda_1). \quad (8)$$

Úgyhogy az elmozdulás

$$S = 111,2 \cdot \varphi_s \quad (9)$$



4. ábra: A felhőelmozdulásból számított V_M maximális szélesebbesség kapcsolata a Balatonon fellépő V_{\max} maximális széllökéssel.

lesz és ebből a sebességvektor nagysága

$$V = \frac{S}{t_2 - t_1}, \quad (10)$$

Az elmozdulás irányát pedig a

$$\sin \alpha = \frac{\sin (\lambda_2 - \lambda_1) \cdot \cos \varphi_1}{\sin \varphi_s} \quad (11)$$

összefüggés nyújtja. Ebből a meteorológiában megszokott (északról az óramutató járásával megegyező irányban mért) β szélirányokat a következő módon származtathatjuk:

ha	$\varphi_1 > \varphi_2$	és	
	$\lambda_2 - \lambda_1 > 0,$	akkor	$\beta = 360^\circ - \alpha,$
	$\lambda_2 - \lambda_1 < 0,$	akkor	$\beta = \alpha;$
ha	$\varphi_1 < \varphi_2$	és	
	$\lambda_2 - \lambda_1 > 0,$	akkor	$\beta = 180^\circ + \alpha,$
	$\lambda_2 - \lambda_1 < 0,$	akkor	$\beta = 180^\circ - \alpha.$

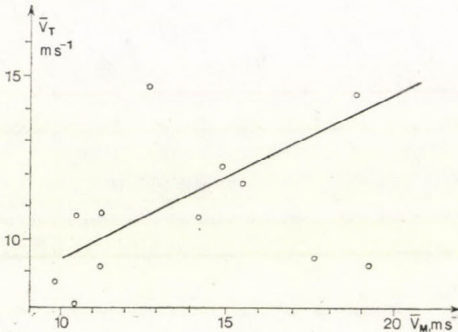
Ezzel az eljárással minden vizsgált helyzetre 3–5 szélvektort vezetünk le. A levezetett szélvektorokra szűrést használtunk, nevezetesen nem tekintettük mértékadónak azokat a vektorokat, amelyeket lokális zivatarok föllépése esetén kaptunk, mert ekkor a széllökések nagysága nem a bárikus gradiensre, hanem elsősorban a labilitási energia mértékére vezethető vissza.

A felhőelmozdulásból származó vektorokat egyrészt a Balaton térségében fellépő maximális széllökéssel hoztuk kapcsolatba úgy, hogy a felhőelmozdu-

lásból számított maximális szélvektort a maximális széllelkéssel vetettük össze. A kapott eredményt a 4. ábrán mutatjuk be.

A 4. ábra vízszintes tengelyén találjuk a számított szélvektorok maximumát (V_M), a függőleges tengelyen pedig a Balaton térségében fellépő szélmaximum (V_{max}) értékeit. Az ábrán feltüntetett pontok az összetartozó értékeket reprezentálják. Látható, hogy a kis mintavételi terjedelem és az adatok nagyfokú szóródása ellenére is erős tendencia mutatkozik abban a tekintetben, hogy a maximális felhőelmozdulások mennyiségi információt is jelentenek a Balaton térségében bekövetkező széllelkésekre vonatkozóan.

Másik eljárásunk az volt, hogy az adott napra levezetett felhőelmozdulás-



5. ábra: A felhőelmozdulásból számított \bar{V}_M átlagos szélsébség kapcsolata a Balaton körüli állomásokon mért maximális szélsébségi értékek \bar{V}_T átlagával.

vektorok átlagát (\bar{V}_M) hoztuk kapcsolatba a Balaton körüli szélmérő állomásokon fellépő maximális szélsébségi értékek átlagával (\bar{V}_T). Eredményül az 5. ábrán látható eloszlást kaptuk. Ennek az ábrának az a legfőbb tanulsága, hogy sem a kapcsolat szorossága, sem a jellege nem változott az előbbi képhez viszonyítva.

A két ábra alapján azt mondhatjuk, remény van arra, hogy a felhők elmozdulásvektorainak meghatározásával a Balaton térségében föllépő viharos szelek előrejelezhetőségének a megbízhatóságát és pontosságát növeljük. Természetesen e helyzetfeltáró vizsgálatot még további kutatásnak kell követnie ahhoz, hogy a gyakorlat igényeit kielégítő eredmények birtokába juthassunk. Minden bizonnyal a végső megoldásban nagy szerep jut majd az automata állomások, a radar és a mesterséges holdak nyújtotta információk együttes felhasználásának.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 90. évf. 4. szám, 1986. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 90. No 4. Nov. – Dec. 1986. Budapest

A balatoni viharjelzések optimalizálása a jelzőrendszer korszerűsítése után

BARTHA IMRE, BÖJTI BÉLA és HORVÁTH ÁKOS, *Viharjelző Observatórium, H—8601 Siófok, Pf. 80*

Optimization of storm warnings at Lake Balaton after completing the reconstruction of the present warning system. The reconstruction of both the storm warning- and the observing-systems at Lake Balaton will be carried out during the next five-year period. The authors, on the basis of a 2-year data set, have investigated the possibilities of reducing the duration of warning conditions (i.e. restrictions on water sports) as well as of how to issue warnings separately in space and time by introducing the new system. The authors found that the superfluous extension of the warnings for weather hazards can be reduced by about 30 per cent. Warnings can also be issued separately in time and space in case of some weather conditions, although this problem demands further research. The scientifically supported cancellation of warnings, that is lifting the restrictions on water sports, can be expected by the introduction of a "NOWCASTING" system.

✱

A balatoni viharjelzések optimalizálása a jelzőrendszer korszerűsítése után. A szerzők két év (1984–1985) viharjelzési idejében végzett mérések és megfigyelések alapján vizsgálták, hogy a megfigyelő- és jelzőrendszer nagyarányú korszerűsítése – amely a közeljövőben valósul meg – milyen előnyökkel jár majd, milyen fejlődést hoz a viharjelzés számára. Elsősorban arra a kérdésre kerestek választ, hogy az új rendszer bevezetésével milyen mértékben kerülhető el a viharjelzések túlbiztosítása, és lehetővé válik-e, hogy a meteorológus bizonyos időjárási helyzetekben a riasztást a tó térségére differenciáltan, térben és időben bontva adhassa ki. Kimutatták, hogy a túlbiztosítás közel egyharmaddal csökkenthető majd, hogy a tér- és időbeli bontás is lehetővé válik, bár ez utóbbi további kutatásokat igényel. A viharjelzés optimális ellátása, tudományos megalapozása a „NOWCASTING”-rendszer bevezetésétől várható.

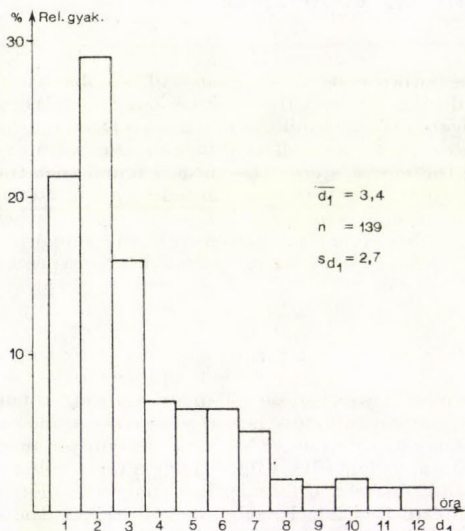
✱

A tanulmány tárgya egyrészt az, hogy mennyi az a potenciális időnyereség, amellyel a főlegesen fenntartott jelzések időtartama csökkenthető a jelenleg fejlesztés alatt lévő új rendszerrel (fényjelzők, automata szélmérők), másrészt melyek azok az időjárási helyzetek, amelyekben a térbeli bontás megvalósítható.

A potenciális időnyereség

Az 1984 és 1985-ös viharjelzési szezonban a balatoni távszélmérők regiszt-rátumai (Balatonszemes, Balatonmáriafürdő, Keszthely-móló, Badacsony, Zánka és Balatonfüred), valamint a siófoki szélszalagok birtokában megvizsgáltuk, hogy egy-egy viharjelzést követően a viharjelzési szempontból kritikus széllokések mennyi idő múlva következtek be. A statisztikák elkészítésekor a 10 m/s, ill. 15 m/s-os határokkal számoltunk, mert a szélmérő műszerek pontossága 5 m/s fölött $\pm 10\%$ -os (*Mezősi és Simon, 1981*), így jó közelítéssel a 10 m/s, ill. 15 m/s mért határokhöz hozzárendelhetjük a *Hajózási Szabályzatban* (1980) meghatározott 12 m/s és 17 m/s riasztási határokat.

A vizsgálat során a riasztást értékelhetőnek tekintettük, ha azt a 12 órára szóló prognózis érvényességi tartományon belül (07^h–19^h, ill. 19^h–07^h) követte a viharjelzési fokozatnak megfelelő kritikus széllokés, és az addig eltelt időköz nem érte el a 12 órát. Amennyiben a riasztás a nappali órákról átnyúlt az éjszakai órákra, akár változatlanul, akár módosítva, azaz a jelzést tovább fenntartottuk, akkor azt úgy vettük, mintha az éjszakára kiadott előrejelzés időpontjában (gyakorlatilag: 19^h–21^h) újabb viharjelzést adtunk volna ki. Hasonlóan jártunk el akkor is, ha mindez a reggeli órákban (gyakorlatilag: 06^h–03^h), a nappalra érvényes előrejelzések időpontjában történt. Ezek a túl nagy időintervallumok mindkét esetben kizárólag a jelenlegi rendszer technikai fogyatékoságai miatt használatosak.



1. ábra: A nappali riasztások beválását jelző d_1 értékeinek relatív gyakorisága az 1984–85. évi viharjelzési szezonban.

Külön-külön vizsgálva a nappali (07^h–19^h) és éjszakai (19^h–07^h) riasztásokat követő, a viharjelzési fokozatoknak megfelelő széllokések bekövetkezési időpontjait, meghatároztuk azt az időnyereséget, amely akkor adódna, ha a viharjelző szolgálat ellátása folyamatos lenne. Tehát azt az időnyereséget tudjuk így módon kiszámítani, ami egy nappali időszakban bármikor riasztó, és ezzel szemben az éjszakai órákra vonatkozólag csak egy fix, gyakorlatilag 19^h–21^h közötti időszakban riasztó szolgálat ellátása között adódik. E vizsgálathoz nyilvánvalóan a nappali órákra kiadott viharjelzésekből készült statisztikák szolgálhatnak összehasonlítási alapul.

A jelenlegi, nappali riasztások beválását jelölje:

$$d_1 = t_1 - t_0$$

t_1 – a viharjelzési fokozatnak megfelelő első kritikus széllokés megjelenési időpontja 07–19 h között;

t_0 – a viharjelzés kiadásának időpontja 07–19 h között, 0,5 óra pontossággal.

Abban az esetben, ha a viharjelzés szempontjából kritikus széllokés nem következett be 19 óráig (vagy az esti viharjelzés kiadásáig), akkor

$$d_1 = t_0 - t_E$$

t_E — 19 óra, vagy az esti viharjelzés kiadásának időpontja.

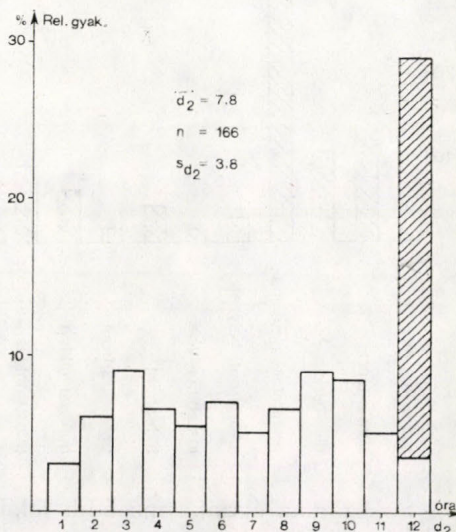
A fentiek analógiájára az éjszakai riasztások bevalását jelölje:

$$d_2 = t_2 - t_0$$

t_2 — a viharjelzési fokozatnak megfelelő első kritikus szellőkés megjelenési időpontja 19–07 h között;

t_0 — a viharjelzés kiadásának időpontja, gyakorlatilag 19–21 h közötti időszakban, 0,5 óra pontossággal.

Abban az esetben, ha a kritikus szellőkés nem jött be az éjszakai előrejelzés időtartamára, akkor d_2 értékét 12 órának vettük.



2. ábra: Az éjszakai riasztások bevalását jelző d_2 -értékeinek relatív gyakorisága az 1984–85. évi viharjelzési szezonban.

A nappali riasztások statisztikai jellemzői: A vizsgálati anyag alapján ($n = 139$ esetből) a nappali riasztások átlagos jósága:

$$\bar{d}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (t_1 - t_0)_i}{n} = 3,4 \text{ óra}; n = 139; \text{ szórás: } s_{d_1} = 2,7 \text{ óra.}$$

A \bar{d}_1 informál arról, hogy a jelenlegi szakmai felkészültség és meteorológiai háttér mellett átlagosan mennyi idővel előbb tudjuk jelezni a veszélyes szellőkésekkel járó jelenségeket. A kapott $\bar{d}_1 \pm s_{d_1} = 3,4 + 2,7$ óra közelítőleg megfelel a jelenlegi követelménynek, miszerint az *I.* és *II. fokú viharjelzéseket* 1–3 órával az első kritikus szellőkések bekövetkezése előtt kell kiadni.

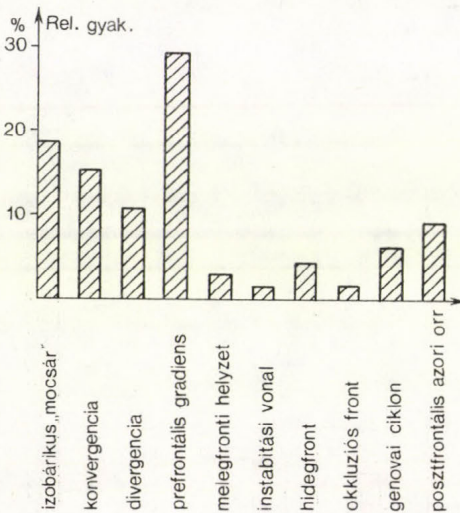
A fényjelző rendszer bevezetése után az 1–3 óra előrejelzési igény 1-2 órára csökkenthető, ugyanakkor a szórás jelenlegi 2,7 óra értéke is kisebb lesz.

A \bar{d}_1 értékeinek relatív gyakorisági értékeit szemlélve (*I. ábra*) látható, hogy az *I.* és *II. fokú viharjelzéseket* leggyakrabban két órával a kritikus szellőkések bekövetkezése előtt adták ki. a Balaton térségében.

A nappali órákban a viharjelzések kiadásától az első kritikus szellőkések megjelenéséig eltelt időszakok összege a két szezonban:

$$d_1^* = \sum_{i=1}^n (t_1 - t_0)_i = 471 \text{ óra.}$$

Az éjszakai riasztások statisztikai jellemzői. Az éjszakai riasztásokra természetesen rosszabb eredményeket kaptunk, mint a nappalira, hiszen az éjszakai szolgálat hiánya miatt az 592 km² nagyságú tómedencére 12 órára szóló vihar-előrejelzést kell este kiadni. Természetszerű, hogy a jelenlegi technikai és szakmai felkészültség erre nem elegendő, így az éjszakai viharjelzések gyakran tévesek (Czelnai, 1955).



3. ábra: A téves viharjelzések idején jellegzetes időjárási helyzetek relatív gyakorisága, az 1984–1985. évi viharjelzési szezonban.

Sokszor az éjszaka második felében várt szélerosődés miatt az egész éjszakára ki kellett adni vagy fenn kellett tartani a megfelelő viharjelzést. Ha a tévesen kiadott viharjelzéseket, ill. fenntartásokat is számításba vesszük, akkor az éjszakai viharjelzések jósága átlagos d_2 és összegezett időkre d_2^* a következő:

$$\bar{d}_2 = 7,8 \text{ óra; } n = 166; \text{ szórás } s_{d_2} = 3,8 \text{ óra; } d_2^* = 1290,0 \text{ óra.}$$

A d_2 értékeinek relatív gyakorisági értékeiből (2. ábra) látható, hogy az esti riasztásokat követően +3, ill. +9 óra elteltével következtek be legnagyobb gyakorisággal a kritikus szélerosődések. A 12 órás kiugró gyakorisági maximum (az oszlop satírozott része) a *téves riasztásokat* mutatja, azokat az eseteket, amikor a Balatonon a „viharállapot” fokozatot 12 órán át, főlegesen fenntartották.

Az $I_1 = \bar{d}_2 - \bar{d}_1$ az egyetlen (átlagos) jelzésre, $I_1^* = d_2^* - d_1^*$ pedig a vizsgált két viharjelzési szezonra (1984–85) vonatkoztatva adja azt az időnyeréséget, amit az éjszakai szolgálat bevezetésével nyernénk. A számítások alapján:

$$I_1 = 4,4 \text{ óra és } I_1^* = 819,0 \text{ óra.}$$

A tévesen kiadott viharjelzések, ill. fenntartások (n = 65) és a szinoptikus helyzetek közötti összefüggések: Az éjszakai viharjelzések leginkább az ún. *izobárikus „mocsár” (A)*, a *gyenge konvergencia (C)* és a *prefrontális gradiens (F)* időjárási helyzetekben voltak tévesek, figyelemre méltók még ilyen szempontból a

posztfrontális *gradiens* (*K*, *M* és *E*) időjárási helyzetek is (3. ábra). Az időjárási helyzetek kódjai, részletes magyarázattal a *Bartha és Böjti* (1982) közleményben található meg.

A nappali viharjelzések feloldása vagy módosítása. Az időkülönbséget nemcsak a riasztásokat követő megfelelő, kritikus szellőkések bekövetkezéséig kell vizsgálni, hanem a szélsébség kritikus érték alá csökkenéséig is, a viharállapotok feloldásához vagy módosításához (a továbbiakban csak a „feloldás” szót írjuk, de mindig hozzáértendő a „módosítás” is, a számítások szempontjából ugyanis a kettő ugyanaz) mérten. Az összehasonlítás alapjául itt is a nappali viharjelzések feloldásaihoz kötődő statisztikák szolgálhatnak.

A nappali órákra vonatkozó viharjelzés-feloldás beválását jelölje:

$$d_3 = t_0^* - t_3$$

t_0^* – a viharjelzés feloldásának időpontja, 07 – 19 h között, 0,5 óra pontossággal;

t_3 – a feloldáshoz időben legközelebbi, a fenntartott viharjelzési fokozatnak megfelelő szellőkés időpontja 07 – 19 h között.

A nappali órákra vonatkozó viharjelzés-feloldás jósága átlagosan \bar{d}_3 és összegezett időkre d_3^* :

$$\bar{d}_3 = 2,5 \text{ óra}; \quad n = 60; \quad \text{szórás } s_{d_3} = 2,1 \text{ óra}; \quad d_3^* = 152,5 \text{ óra.}$$

A éjszakai viharjelzések feloldása vagy módosítása. Az éjszakai órákra vonatkozó viharjelzés feloldás beválását jelölje:

$$d_4 = t_0^* - t_4$$

t_0^* – a viharjelzés feloldásának időpontja, gyakorlatilag legkorábban másnap 06 – 08 h közötti időszakban, 0,5 óra pontossággal;

t_4 – a feloldáshoz időben legközelebbi, a fenntartott viharjelzési fokozatnak megfelelő szellőkés időpontja 19 – 07 h között.

Az éjszakai órákra vonatkozó viharjelzés feloldás jósága átlagosan \bar{d}_4 és összegezett időkre d_4^* :

$$\bar{d}_4 = 5,8 \text{ óra}; \quad n = 51; \quad \text{szórás } s_{d_4} = 3,0 \text{ óra}; \quad d_4^* = 293,5 \text{ óra.}$$

Az $I_3^* = \bar{d}_4 - \bar{d}_3$ és $I_3 = d_4^* - d_3^*$ az egyetlen (átlagos) viharjelzés feloldásra, ill. a vizsgált két viharjelzési szezonra (1984–85) vonatkoztatva adja azt az időnyereséget, amit az éjszakai szolgálattal nyernénk. A számítások alapján:

$$I_3 = 3,3 \text{ óra}; \quad I_3^* = 141,0 \text{ óra.}$$

Itt kihagytuk azokat az eseteket, amelyeknél az éjszakára történő viharjelzés fenntartás egy téves riasztás eredménye volt, mert ezeket a \bar{d}_2 és a d_2^* számolásánál már egyszer figyelembe vettük.

A balatoni viharjelzések tér- és időbeli bontásának lehetőségei, az időjárási helyzetek függvényében

A továbbiakban azt kívántuk eldönteni, hogy vajon a tervezett új mezoszintoptikai háttér apparátussal (távmeteorológiai állomások) és automata riasztórendszerrel (fényjelzők) van-e lehetőség a Balatonon a viharjelzések térbeli, azaz nyugati és keleti medencékre történő felbontására, felhasználva a radar- és műholdadatokat is.

Ha a meglévő szélműszerek alapján meghatározzuk a veszélyes jelenség bekövetkezésének időkülönbségét a Balaton nyugati és keleti medencéje között, megállapíthatjuk, hogy viharjelzési szempontból a Balaton térsége két medencére szétválasztható-e. Ugyanezt vizsgálhatjuk a szeles időjárás helyzetek fennmaradását illetően is.

A viharállapot bekövetkezésének átlagos időkülönbsége a Balaton nyugati és keleti fele között. Jelölje t_1 azt az időpontot, amikor a riasztást követően a szélműszerek alapján a nyugati medencét érte el a viharjelzési fokozatnak megfelelő kritikus széllelökés és t_2 , amikor a keletit. Ekkor a $t_1 - t_2$ előjeles érték informál bennünket arról, hogy melyik medencébe tört be előbb a szélvihar. Értelemszerűen, ha a nyugati medencébe érkezett először a vihar, akkor $t_1 - t_2 < 0$; ha viszont a keletibe, akkor $t_1 - t_2 > 0$. Előfordultak olyan esetek is (összesen 19 a vizsgált 113-ból), amikor csak az egyik medencében volt vihar. Az ilyen esetekben a $t_1 - t_2$ helyett $|t_0 - t^*|$ -t vettük számításba, ahol a t^* a fennálló jelzés módosításának időpontja, t_0 pedig az adott medencében bekövetkezett utolsó, a viharjelzési szintnek megfelelő széllelökés időpontja. Ha a nyugati medencében volt csak vihar, akkor a $t_1 - t_2 = -|t_0 - t^*|$ értéket, ha csak a keletiben, akkor a $t_1 - t_2 = |t_0 - t^*|$ értékét vettük alapul.

A vizsgálatokba így bevont $n = 113$ esetből a két térfélre bontásból származó időnyereség ($t_1 - t_2$) átlagértéke $-0,4$ óra, a szórás $s_{t_1-t_2} = 3,1$ óra. Tehát

I. TÁBLÁZAT

A $t_1 - t_2$ időkülönbség pozitív ($+\Delta t$) és negatív ($-\Delta t$) értékeinek, valamint az időnyereségnek a viharállapot bekövetkezése (d_5) és feloldása (d_6) esetére számított abszolút gyakoriság

$t_2 - t_1$ időtartam (óra)	Viharállapot					
	bekövetkezése			feloldása		
	n, esetszám		összesen	n, esetszám		összesen
	$+\Delta t$	$-\Delta t$		$+\Delta t$	$-\Delta t$	
0,0	23	—	23	11	—	11
0,5	16	21	37	10	2	12
1,0	11	7	18	8	8	16
1,5	4	4	8	7	3	10
2,0	1	3	4	6	2	8
2,5	1	—	1	6	2	8
3,0	—	2	2	5	—	5
3,5	—	1	1	2	1	3
4,0	1	—	1	3	—	3
4,5	1	3	4	5	4	9
5,0	—	1	1	1	1	2
5,5	2	—	2	3	—	3
6,0	1	2	3	3	4	7
6,5	—	—	—	—	—	—
7,0	—	1	1	—	2	2
7,5	—	—	—	2	—	2
8,0	—	2	2	1	—	1
8,5	—	—	—	1	3	4
9,0	—	2	2	—	—	—
9,5	—	—	—	—	1	1
10,0	1	—	1	—	—	—
11,0	1	—	1	1	—	1
11,5	—	—	—	—	2	2
12,0	—	1	1	—	—	—
$\sum n$	63	50	113	75	35	110

a minta alapján a Balaton nyugati medencéjét a szélerősödés átlagosan 0,4 órával előbb érte el, mint a keletit, azaz az átlagot tekintve nincs szignifikáns eltérés.

A $t_1 - t_2$ abszolút gyakorisági értékeit szemlélve (*I. táblázat*) megállapíthatjuk, hogy a 113 esetből 23 alkalommal a riasztásokat követően az egész Balatonon egyszerre, 50 esetben előbb a nyugati medencében, 40 esetben pedig előbb a keleti medencében következtek be a kritikus szellőkések.

A két térfélre történő szétbontásból származó időnyereséget úgy kaphatjuk meg, hogy képezzük az aktuális jelzés kategóriájába tartozó, mért utolsó szellőkések időpontjainak a két medence közötti különbségét:

$$d_5 = |t_1 - t_2|$$

Az átlagos (\bar{d}_5) és az összegezett időkre vonatkozó (d_5^*) időnyereség:

$$\bar{d}_5 = 1,3 \text{ óra}; n = 113; \text{szórás } s_{d_5} = 2,6 \text{ óra}; d_5^* = 201,5 \text{ óra.}$$

A d_5 értékeinek abszolút gyakoriságából (*I. táblázat*) látható, hogy a Balaton nyugati és keleti medencéjében a kritikus szellőkések bekövetkezése között leggyakrabban egy óránál kevesebb idő telik el.

A viharállapot feloldásának átlagos időkülönbsége a Balaton nyugati és keleti fele között. A balatoni viharjelzések térbeli szétválaszthatóságának lehetőségét a riasztás feloldásának (módosításának) oldaláról is megvizsgáltuk.

Jelölje a t_1 a nyugati medencében azt az időpontot, amely az adott viharjelzés szerinti utolsó szellőkés történt, t_2 pedig ugyanezt a keleti medencében, akkor a $t_1 - t_2$ előjeles értéke megmutatja, hogy melyik medencében mérséklődött időben később a szél a kritikus érték alá. Értelemszerűen, ha a keleti medencében tartott tovább a vihar, akkor a $t_1 - t_2 < 0$, ha pedig a nyugati medencében tartott tovább a kritikus szélerősödés, akkor a $t_1 - t_2 > 0$.

Előfordultak azonban olyan esetek is (összesen 39 a vizsgált 110-ből), amikor az adott prognózis érvényességi intervallumában csak az egyik medencében volt vihar. Ilyenkor, az adott esetben, $t_1 - t_2$ helyett a $|t_0 - t^*|$ -t képeztük, ahol t^* a viharjelzés módosításának időpontja, t_0 pedig az adott medencében bekövetkezett viharjelzési szintnek megfelelő utolsó szellőkés időpontja. Ebben a vonatkozásban:

$t_1 - t_2 = \begin{cases} |t_0 - t^*|, & \text{ha csak a nyugati medencében,} \\ -|t_0 - t^*|, & \text{ha csak a keleti medencében volt kritikus} \end{cases}$ szélerősödés az adott prognózis tartományban. A megvizsgált $n = 110$ esetből a nyugati és a keleti medencékre történő felbontásból származó időnyereség ($t_1 - t_2$) átlagértékére +0,5 óra, a szórásra $s_{t_1-t_2} = 4,1$ órát kaptunk. Tehát a minta alapján, a nyugati medencében átlagosan 0,5 órával később mérséklődött a szél a kritikus érték alá, mint a keleti medencében.

Az *I. táblázat*ból megállapíthatjuk, hogy a 110 esetből 11 alkalommal a nyugati és a keleti medencében egyszerre mérséklődött, 64 esetben a nyugati, 35 esetben pedig a keleti medencében mérséklődött időben később a szél a megfelelő kritikus érték alá. Az időnyereség:

$$d_6 = |t_1 - t_2|$$

A Balaton nyugati és keleti medencékre történő felbontásból származó átlagos (\bar{d}_6), és összegezett időkre vonatkozó (d_6^*) időnyereség:

$$\bar{d}_6 = 3,1 \text{ óra}; n = 110; \text{szórás } s_{d_6} = 2,8 \text{ óra}; d_6^* = 337,0 \text{ óra.}$$

A d_6 abszolút gyakorisági értékeiből (*I. táblázat*) megállapítható, hogy a

Balaton nyugati és keleti medencéjében bekövetkezett utolsó kritikus szél-
lökések között leggyakrabban egy óra telik el.

A statisztikai jellemzők összefüggése az időjárási helyzettel. Mivel a szél-
viharoknak a nyugati és keleti medencébe történő betörése között az átlagos
időkülönbség kicsi, viszont a szórás, valamint a potenciális időnyereség értékei
már nem elhanyagolhatók, feltételezhető, hogy a térbeli bontás lehetősége
erősen függ a szinoptikus helyzettől.

Ennek bizonyítása érdekében megvizsgáltuk, hogy a viharállapot bekövet-
kezése esetén a két térfél (nyugati és keleti medence) közötti átlagos időkülönb-
ség $(t_1 - t_2)$, valamint a szórás alsó és felső határaival $(\pm 1/2 s_{t_1-t_2}; \pm s_{t_1-t_2};$
 $\pm 3/2 s_{t_1-t_2})$ vett időintervallumokkal számított időkülönbségekhez milyen
időjárási helyzet, milyen relatív gyakorisággal fordult elő (II. táblázat).

II. TÁBLÁZAT

A jellemző időjárási helyzetek relatív gyakorisága (%) a viharállapot bekövetkezésének és feloldá-
sának a két térfél közötti átlagos, valamint a szórás alsó és felső határaival számított időkülönbsége
esetén (H = instabilitási vonal, I = hidegfront, A = izobárikus „mocsár”, C = konvergencia,
F = prefrontális gradiens, M = posztfrentális azori anticiklon orr)

Időjárási helyzet	$t_1 - t_2 = \Delta t$ intervallumok (óra)					
	$-2,0 \leq \Delta t$ $\leq 1,2$	$-3,5 \leq \Delta t$ $\leq 2,7$	$-5,0 \leq \Delta t$ $\leq 4,3$	$-1,6 \leq \Delta t$ $\leq 2,6$	$-3,6 \leq \Delta t$ $\leq 4,6$	$-4,7 \leq \Delta t$ $\leq 6,7$
	Viharállapot bekövetkezése esetén			Viharállapot feloldása esetén		
H, I	41,2	5,3	7,1	11,5	10,3	5,3
A, C	22,3	52,6	50,0	23,0	10,3	5,3
F	20,0	31,6	28,6	9,8	20,7	15,8
M	16,5	10,5	14,3	55,7	58,7	73,6
Esetszám	85	19	14	61	29	19

Ebből a statisztikából kiderül, hogy akár a nyugati, akár a keleti meden-
cében következett is be a veszélyes szelerősödés legalább 2,5–3,5 óra késés-
sel, ezek az esetek az időjárási helyzet függvényében, az izobárikus „mocsár”
és a gyenge konvergencia helyzetekben fordultak elő leggyakrabban.

A szélnek, viharjelzési szempontból kritikus érték alá mérséklődését ha-
sonlóképpen elemezve, a kapott szám adatok szerint (II. táblázat), a veszélyes
szellökéseknek a kritikus érték alá mérséklődése a nyugati és a keleti medence
viszonylatában legnagyobb gyakorisággal a posztfrentális időjárási helyze-
tekben realizálódott legalább 3,5–4,5 órával korábban, mint a riasztás fel-
oldása (módosítása).

Következtetések

a) A jelenlegi szakmai felkészültség és meteorológiai háttérinformáció
mellett az összehasonlítási alapul szolgáló nappali órákban (07^h–19^h) átlago-
san $\bar{d}_1 = 3,4$ órával előbb tudtuk jelezni a veszélyes szellökésekkel járó jelen-
ségeket. Ha figyelembe vesszük a riasztások bevalását jellemző d_1 paraméter-
értékek szórását (s_{d_1}) is, akkor a mintából kapott $d_1 \pm s_{d_1} = 3,4 \pm 2,7$ óra
közelítőleg megfelel annak a jelenleg érvényes előírásnak, miszerint az I. és a
II. fokú viharjelzéseket az első kritikus szellökések bekövetkezése előtt 1–3
órával kell kiadni. Ezen a gyakorlaton a jelenlegi jelzőrendszer lassúsága miatt
csak a kockázat növelése árán lehetne javítani (Böjti, 1985);

b) Az éjszakai szolgálat bevezetéséből származó maximális potenciális időnyereség:

$I_{\max} = I_1 + I_2 = 960$ óra lehetett volna a vizsgált két szezonnra. Egyetlen jelzésre vonatkoztatva az átlag:

$$\bar{I}_{\max} = \bar{I}_1 + \bar{I}_2 = 7,7 \text{ óra,}$$

azaz átlagosan egy jelzést 7,7 órával tudnánk rövidíteni. Ez látszólag igen nagy értéknek tűnik, de ha a jelenlegi riasztási gyakorlatot megvizsgáljuk, ez az átlagos érték magyarázatot nyer. Vegyünk például egy izobárikus „mocsár” időjárás helyzetet, amelyben a délutáni órákban keletkezett zivatartevékenységre 16 órakor riasztani kell. Tegyük fel, hogy a zivatartevékenység átnyúlik az esti órákra, majd megszűnik. Az éjszakai szolgálat hiánya miatt a kiadott viharjelzés reggelig fennmarad. Tehát a jelenlegi rendszer mellett egy 3–5 óra élettartamú objektumra akár 16 órán át is fennmaradhatott a riasztás.

Ha a továbbiakban figyelembe vesszük a Balaton két medencére történő felbontásából származó d_5^* és d_6^* időnyereségeket is, akkor a vizsgált két viharjelzési szezonnban a maximális potenciális időnyereség:

$$I_{\max} = I_1 + I_2 + d_5^* + d_6^* = 1498,5 \text{ óra}$$

lett volna, ha lett volna éjszakai szolgálat, és alkalmaztuk volna a térbeli bontást a riasztások kiadásánál és a riasztások feloldásánál (módosításánál), valamint ha már az egész Balaton térségében fényjelző rendszer üzemelt volna. A maximális potenciális időnyereség (I_{\max}) a vizsgált két évre vonatkozólag, a viharjelzésen fenntartott órák (4410 óra) 34%-át tette ki. Ez az időnyereség egyetlen viharjelzési szezonnra (máj. 1 – szept. 30) kivétivé maximálisan 31 napra becsülhető;

c) Ha feltételezzük, hogy a jövőben az időjárás helyzetek előfordulásának gyakorisága a viharjelzés időszakában olyan lesz, mint az 1984 és 1985-ös mintavételi időszakokban, akkor az eseteknek csak 17%-ában várható, hogy a két medencébe az erős vagy viharos szellőkések jelentős, legalább 2,5–3,5 órás időkülönbséggel érkeznek. Ilyen időkülönbséggel fellépő erős vagy viharos szellőkések nagy valószínűséggel az ún. izobárikus „mocsár”, ill. gyenge konvergencia időjárás helyzetekhez (előfordulásuk gyakorisága 27%) kötődnek, amelyekben helyi zivatartartományok keletkezhetnek. Mindezek felderítéséhez nélkülözhetetlen a radar- és műhold-adatok Siófokra juttatása, valamint a vihar előrejelzéséhez olyan módszerek kifejlesztése, amelyek ezen adatokra épülnek, (Bartha, 1983; Horváth és Práger, 1985).

A háttér-információ bővítése céljából pedig nélkülözhetetlenek lesznek azok a széladatok, amelyeket a jelenleg fejlesztés alatt álló rendszer szélműszerei szolgáltatnak majd (Tanulmányterv a balatoni viharjelzés korszerűsítésére, 1979).

Ami a riasztás-feloldások (módosítások) vizsgálatát illeti, az eseteknek csak 26%-ában várható, hogy a két medencében az erős vagy viharos szelek jelentős, legalább 3,5–4,5 óra időkülönbséggel mérséklődnek a kritikus érték alá. Ilyen időkülönbséggel mérséklődő szellőkések nagy valószínűséggel posztfrontális gradiens időjárás helyzetekhez kötődnek (amelyek az időjárás helyzetek kb. 27%-át teszik ki). Közismert ugyanis, hogy a szélviszonyok első sorban a nyomásmező változásával vannak összefüggésben, ezért a feloldások pontosítása a jövőben további kutatásokat igényel.

A riasztás kiadásakor kapott legalább 2,5–3,5 óra, ill. a riasztás feloldásakor kapott legalább 3,5–4,5 óra időkülönbség a Balaton térségi „viharveszélyeinek” optimális szétválasztásánál kritériumként is felfoghatók, a megállapított karakterisztikus időjárási helyzetek bekövetkezésekor.

Tanulmányunkkal segítséget kívántunk nyújtani a fényjelző rendszer kiépítésén túl, annak üzemeltetéséhez is. A két év (1984–1985) adatainak elemzéséből megállapítható, hogy *folyamatos meteorológiai szolgálat nélkül a balatoni viharjelzés ellátása nem javítható: a szinoptikus-, radar- és műhold-adatok pedig nélkülözhetetlenek.*

IRODALOM

- Bartha I. és Böjti B., 1982: Radarral mért adatok a viharjelzésben. *Met. Tanulmányok*, 40.
- Bartha I., 1983: Kísérlet a zivatarfelhőkből kifutó maximális szellőkések kategóriák szerinti előrejelzésére, radarinformációk felhasználásával. *Met. Tanulmányok*, 46.
- Böjti B., 1979: *Útmutatás a viharjelző szolgálat részére*. OMSZ. Kiadvány. Budapest.
- Böjti B., 1985: Viharjelzés a Balatonnál. *Időjárás*, 89. 173–179.
- Czelnai R., 1955: Adatok a Balaton szélviszonyaihoz, főbb időjárási helyzettypusainak idején. *Beszámoló*, 1955. OMI. Hiv. Kiadvány.
- Götz G. (szerk.), 1966: *Sturmwarnung am Balatonsee*. OMI. Hiv. Kiadvány. XXX. 154.
- Horváth Á. és Práger T., 1985: Zivatarláncok dinamikája és előrejelezhetősége. *Időjárás*, 89. 3. 141–160.
- Hajózási Szabályzat, 1980: A közlekedés- és postaügyi miniszter 8/1979. (V. 15.) KPM számú rendelete a vízi közlekedés rendjéről. *Magyar Közlöny*. 28. 409.
- Mezősi M. és Simon A., 1981: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata. *Met. Tanulmányok*. 36.
- Tanulmányterv a balatoni viharjelzés korszerűsítésére, 1979: OMSZ–OMFB. Budapest. 1979. 1–38.
-

BARRY, R. G. and CHORLEY, R. J.: *Atmosphere, Weather and Climate (Légkör, időjárás és éghajlat)*. Methuen, London, New York, 1985. XXIV + 407 oldal, 208 ábra, 13 táblázat, 4 függelék, 440 irodalmi hivatkozás.

Ez a könyv a mű 1968 óta megjelent negyedik, javított kiadása. Szerzői: R. G. Barry a Colorado Egyetem, R. J. Chorley pedig a Cambridge Egyetem földrajz professzora. Rajtuk kívül számos kiváló szakember működött közre javaslataival, kritikai megjegyzéseivel a könyv jelenlegi formájának, ill. tartalmának kialakításában. Az első kiadás 1968-ban jelent meg, de a szerzők ezt a kiadást az újabb kutatási eredményekkel kiegészítették, lényegesen átfogalmazták a 7. és 8. fejezetet, a szövegben szereplő egységeket átírták az új, nemzetközileg elfogadott mértékegységekbe. Céljuk: korszerű képet nyújtani arról, miként „működik” a légkör, hogyan alakul ki benne az időjárás és az éghajlat.

Az 1. fejezet a légkör összetételét és energiaháztartását tárgyalja. Különleges figyelmet fordít az ózon és a széndioxid térbeli és időbeli változásaira, valamint ezen gázoknak a légkör hőháztartásában játszott szerepére. A napállandó értékére $1360 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ becslést ad. Ebben a fejezetben számos értékes adatot találunk a Föld-légkör rendszer energiaháztartásáról, a hőmérséklet globális eloszlásáról, évi menetéről a legújabb mérések és számítások alapján.

A 2. fejezet tárgya a légköri nedvesség. A Föld és a légkör vízkészletei, a hidrológiai ciklus, az evaporáció, transpiráció és evapotranspiráció, a kondenzáció, a felhőképződés, a csapadék kialakulása (Bergeron – Findeisen elmélet stb.) a zivatarok keletkezése és végül az aszály a főbb témái ennek a résznek.

A 3. fejezet címe a légköri mozgás. A légkörben ható erők összefoglalásán kívül szemléletes ábrákat találunk ebben a részben a légáramlások különböző formáiról: a vergenciáról, a ciklonális és anticiklonális örvényességről, a hegy-völgyi szélről, a lee-hullámokról, a parti szél okozta hőmérsékleti és nedvességi rendellenességekről, a jet stream-ről, a globális szélrendszerekről.

A 4. fejezet a légtömegek, frontok és depressziók fogalmával foglalkozik. A légtömegek főbb kialakulási helyeit térképek mutatják be mindkét hemiszféra nyári, ill. téli évszakát illetően. A frontogenezis és hullámciklonok ismertetését kiegészíti a nem-frontális depressziók, a mezoskálájú jelenségek leírása, valamint a rövid- és hosszú távú előrejelzések rövid összefoglalása.

Az 5. és 6. fejezet a mérsékelt szélességek, ill. a trópusok időjárásával és éghajlatával foglalkozik. Érdekes térképet találunk itt, amely bemutatja a Gorczyński-, ill. Berg-féle kontinentalitás-index eloszlását Európában. További érdekes megállapítás: a szingularitások és az áramlási típusok alapján Angliában 5 természetes évszak különböztethető meg. Észak-Amerika éghajlatának tárgyalásakor a Conrad-féle kontinentalitás-index területi eloszlását bemutató térképet láthatunk. A trópusok éghajlatának egyik jellegzetessége a passzát-inverzió, amely a leszálló légmozgások következménye a zivatarok környezetében. Az inverzió magassága a 15. szélességeken kb. 500, az egyenlítőn általában 2000 m. Egy másik jellegzetesség a monszonális szélfordulás, továbbá az ITC (trópuson belüli konvergencia), a trópusi háborgások kialakulása, ezek leírását találjuk a 6. fejezetben.

A 7. fejezet témája a kis-skálájú éghajlatok fizikája. Ez a rész szemléletes és korszerű összefoglalást nyújt a különböző tér- és időskálákon kialakuló légköri mozgások nagyságrendjéről, a mikro- és mezoskálák energiagazdálkodásáról, a városklímáról, a természetes és antropogén hőforrások energiasűrűségéről.

Az utolsó, 8. fejezet az éghajlatváltozásokkal, vagyis az éghajlatkutatás egyik legkorszerűbb témájával foglalkozik. Néhány értékes adatsor mellett az éghajlatváltozások lehetséges okairól is szó esik ebben a részben.

A nyolc fejezet után négy függelék következik: Az 1. az éghajlat osztályozásairól ad rövid áttekintést, a 2. egyes mértékrendszerek átszámításához ad segítséget, a 3. szinoptikai térképeken használt jelöléseket ismerteti, a 4. az SI mértékrendszert mutatja be. Végül a nyolc fejezet anyagának jobb megértését célzó, ellenőrző kérdésekkel, földrajzi név-, illetve tárgymutatóval fejeződik be a könyv.

Összefoglalva: e kötet áttekintést nyújt a klasszikus meteorológiai ismeretekről éppúgy, mint a legújabb kutatási eredményekről. Így megfelel annak a célnak, aminek szerzői szánták: a felsőfokú meteorológiai oktatás segédanyagaként jól hasznosítható.

Koppány György

Comptes-rendus des secondes journées d'études sur les aérosols (Az aeroszolok vizsgálatával foglalkozó második nemzeti konferencia jegyzőkönyve). GAMS-kiadás, 1986, 310 oldal. Megrendelhető: GAMS, 88 Boulevard Malesherbes, 75008 Paris.

A kiadvány azokat az előadásokat tartalmazza, amelyek a COFERA (Aeroszol-kutatási Francia Társaság francia rövidítése) második konferenciáján hangzottak el. A konferenciát 1985. november 5-én és 6-án Párizsban tartották. Az előadások két téma köré csoportosíthatók.

1. *Aeroszlrészecskék felfogása és mérése.* A tanulmányok a részecskék felfogásával (szűrés szálás szűrőkkel, hanghullámok hatása a légtisztító berendezések hatékonyságára stb.), optikai (optikai számlálók, kondenzációs magmérő kamrák, homályosságmérés) és elektromos (elektrosztatikus felfogók) tulajdonságaival foglalkoznak. Néhány, az aeroszolok fizikájának alapvető elveit tárgyaló munka szintén olvasható ebben a részben.

2. *Aeroszolok, környezet és egészség.* Az előadások a tengeri aeroszoltól az ipari létesítményekből (kohászat, termoelektromos erőművek stb.) származó részecskékig számos területet érintenek. Érdekes tanulmányok találhatók az aeroszlrészecskék légzótutakban való lerakódásáról, generálásáról és gyógyászati felhasználásáról is.

A cikkeket neves francia kutatók és ipari szakemberek írták. Sőt, néhány munka külföldi (NSZK, USA, Olaszország) szerző tollából származik. Tekintve, hogy a tanulmányok számos fontos elméleti és gyakorlati kérdést tárgyalnak, forgatásuk a levegőkémiával, légszennyeződéssel és légköri aeroszolokkal foglalkozó szakembernek ajánlható.

Itt említjük meg, hogy az említett társaság következő ülésére 1986. december 8. és 10. között szintén Párizsban kerül sor.

A. Renoux-Mészáros Ernő

A WMO FŐTITKÁRÁNAK MAGYARORSZÁGI LÁTOGATÁSA

G. O. P. Obasi professzor, a Meteorológiai Világszervezet főtitkára, — a Magyar Népköztársaság Kormányának meghívására — 1986. július 8. és 12. között hazánkba látogatott. Személyében magasrangú ENSZ diplomatát és kiemelkedő tudóst üdvözölhattünk.

G. O. P. Obasi a montreáli McGill Egyetem matematika-fizika szakán kitüntetéssel szerzett diplomát. Meteorológiából a Massachusetts Institute of Technology-nál kapott doktori címet. Az Intézet legjobb doktori disszertációjáért elnyerte a Carl Rossby-díjat. Tudományos kutatóként dolgozott a floridai Állami Egyetemen és a boulderi Nemzeti Légkörkutatói Központban is Coloradóban. A Nairobi Egyetemen Kenyában évekig meteorológiát adott elő. Nigéria Szövetségi Kormányának meteorológiai kutatás- és oktatásügyi tanácsadója volt. 1978-ban került a WMO Titkársághoz Genfben, mint az Oktatásügyi és Továbbképző Főosztály igazgatója. Pályafutása során a WMO és az ICSU (Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa) számos nemzetközi tudományos programjában vett részt. A Meteorológiai Világszervezet főtitkárává a IX. Meteorológiai Világkongresszus választotta meg. Hivatalát 1984. január 1-jén vette át.

Magas rangú vendégünket látogatása első napján fogadta Lázár György miniszterelnök és Várkonyi Péter külügyminiszter. A Parlamentben, majd a külügyminisztériumban tett tisztelgő látogatáson Obasi főtitkár kíséretében részt vett Barát József, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke, a Kormány állandó WMO képviselője és Varga Miklós az Országos Vízügyi Hivatal elnökhelyettese is.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat történetében fontos eseményként fogjuk nyilvántartani Obasi főtitkár látogatását. Az OMSZ intézményei közül a Központi Előrejelző Intézetet, a Számítógéppontot és a Központi Légkörfizikai Intézetet tekintette meg. A KEI-ben Kapovits Albert igazgató ismertette az intézet feladatát, beszélt munkájukról és terveikről. A KLFI-t Götz Gusztáv igazgatóhelyettes

mutatta be. A főtitkár itt megtekintette a WMO és az ENSZ Környezetvédelmi Programjának (UNEP) támogatásával több mint 10 éve működő légszennyeződési oktatási központot. A rendelkezésre álló idő rövidege miatt a Központi Meteorológiai Intézetet nem látogatta meg, de Ambrózy Pál igazgató ismertette a KMI tevékenységét, az országos hálózat munkáját és fejlesztési terveiket. A főtitkár nagy érdeklődést mutatott szolgálatunk valamennyi tevékenysége iránt. A Központi Légkörfizikai Intézetben tett látogatás során lehetőség nyílt arra, hogy frissítő mellett Obasi főtitkár kötetlen beszélgetést folytasson szolgálatunk vezető szakembereivel.

Obasi főtitkár látogatásának második napján az Országos Vízügyi Hivatal repülőgépén dunántúli kiránduláson vett részt, amely nemcsak szakmai szempontból volt számára hasznos és érdekes, hanem izelítő is. Az útvonalon Budapest – Visegrád – Velencei-tó – Tihany – Balatonfüred – Siófok volt. Siófokon a Viharjelző Obszervatóriumunkban és a Balatoni Vízügyi Kirendeltségen tett látogatást.

A főtitkár magyarországi meghívásának és látogatásának fő célja az volt, hogy a WMO Hidrológiai Bizottságának 25 éves fennállása alkalmából rendezett ünnepi ülésen részt vegyen. Erre a jubileumi ülésre a látogatás harmadik napján került sor a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Központ székházának üléstermében hidrológus kollégáink kiváló szervezésében és rendezésében. A főtitkár felszólalásában méltatta a magyar hidrológusok munkát a WMO-ban és külön köszöntötte a Hidrológiai Bizottság magyar elnökét, Starosolszky Ödönt, a VITUKI Vízépítési Intézetének igazgatóját.

Obasi főtitkárt magyarországi látogatására elkísérte felesége is, aki a hivatalos programok alatt a Dunakanyar, Szentendre, Esztergom nevezetességeivel ismerkedett meg.

Ambrózy M. Mohácsi M.

1985. október 2-án tartották meg a Magyar Tudományos Akadémián *Koppány György* „Az időjárás hosszabbtartamú előrejelezhetősége” című doktori értekezésének nyilvános vitáját. Az értekezés opponensei *Dobosi Zoltán* és *Major György* a földtudományok doktorai, továbbá *Götz Gusztáv* a földtudományok kandidátusa voltak. A disszertáció szerzője a kitzűzött feladatot több irányból közelítette meg: a légköri mozgások energetikai tanulmányozásával, meteorológiai idősorok varianciaanalízisével és információ-elméleti alapon. Vizsgálatai során igen lényeges megállapításokra jutott. Kimutatta, hogy a légköri mozgásrendszerek kiterjedése és élettartama között makroskálán lineáris kapcsolat áll fenn. Sikerült magyarázatot találnia a természetes szinoptikus periódusok kialakulására, amelynek ismeretében időtartamuknak az előrejelzése is megkísérrelhető. A varianciaelemzés egyik eredménye, hogy az évi menet által megmagyarázott variancia legnagyobb a hőmérséklet esetén, viszont csekély a felhőzet és a légnyomás esetén. A prognózisok információelméleti vizsgálatában a bizonytalanság mérése a Shannon-féle entrópiát használta. A prognózisok által szerzett információnyeréséget a prognózisadás előtti és utáni bizonytalanság különbségével definiálta.

A disszertáció ismertetését számos hozzászólás követte. Annak ellenére, hogy a vitában felmerült néhány kérdés nyitott maradt, a bizottság pozitívan értékelt a témaválasztás korszerűségét, az egyéni útkeresést és a kapott eredményeket; úgy ítélte meg, hogy az eredmények továbbfejlesztés után a gyakorlatban is használhatók. Ezért javasolta a Tudományos Minősítő Bizottságnak *Koppány György* számára a doktori fokozat odaítélését.

Tánczer T.

A KGST keretében folyó környezetvédelmi együttműködés egyik szaktémájának – a komplex háttérszennyeződési mérésekből származó információk feldolgozásának – szakértői 1986. szeptember 22 és 26 között Balatonlellén tartották értekezletüket. Az OKTH megbízásából e téma hazai felelőse a Központi Meteorológiai Intézet. Az értekezletre bolgár, NDK-beli, román és szovjet szakemberek érkeztek, és megjelentek a Környezetvédelmi Intézet képviselői is.

A meghatalmazottak tanácsának legutóbbi értekezlete jóváhagyta az érintett KGST-országok közös nemzetközi háttérszennyeződési adatbankjának terveit. Az ezzel kapcsolatos fejlesztési elképzelésekről a moszkvai Antropogén Monitoring Laboratórium, valamint az Alkalmazott Geofizikai Intézet képviselői számoltak be. Az egyes országokban folyó mérési és adatfeldolgozási programok ismertetése után a résztvevők megvitatták az információs rendszerrel kapcsolatos felhasználói igények felmérésének eddigi eredményeit. A témavezető intézet képviselőjében, *J. Kolbig* (NDK) – aki egyben a tágabb nemzetközi együttműködésben kibontakozó EMEP-program tisztségviselője is – átfogó előadást tartott a környezetvédelmi adatbankok fejlesztésének és alkalmazásának főbb irányairól. A delegátusok beszámolóai alapján a legtöbb KGST-országban a komplex környezetvédelmi információs rendszer most épül ki, bár a hangsúly elsősorban a környezetbe kerülő ipari eredetű szennyezőanyagok nyomonkövetésén van.

A résztvevők látogatást tettek az OMSZ síófoki obszervatóriumában is. Az értekezlet jegyzőkönyv aláírásával fejeződött be; a külföldi szakemberek elismerésüket fejezték ki a találkozó szervezéséért.

Faragó T.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 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, szöveggel együtt, külön lapon kell mellékelni.

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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



86.2428 Athenaeum Nyomda, Budapest — íves magasnyomás
Felelős vezető: Szilávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329