

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

<i>Mouden, A. – Renoux, A. – Madelaine, G.</i> : Levegőben levő ^{220}Rn és ^{222}Rn nuklidok kimutatására szolgáló személyi doziméter teljesítmények vizsgálata (angolul)	249
<i>Rákóczi Ferenc – Szidarovszky Ferenc</i> : A közép-angliai Manley-féle hőmérsékleti sor néhány statisztikai paramétere (angolul)	255
<i>Putsay Mária</i> : Cirkumszoláris sugárzás hatása a homályosság mérésének pontosságára (angolul)	261
<i>Bónis Katalin</i> : A légköri tórium B koncentrációja és kapcsolata egyes meteorológiai paraméterekkel	268
<i>Rétháti László</i> : A csapadék-idősorok centrális momentumai	277
<i>Iványi Zsuzsanna – Mersich Iván</i> : A difúzió-egyenlet numerikus megoldása gáznemű légszennyező anyagok esetén	292
Irodalom	303
Krónika	308

CONTENTS

<i>Mouden, A. – Renoux, A. – Madelaine, G.</i> : Behaviour of personal dosimeter for the detection of ^{220}Rn and ^{222}Rn daughters alpha emitters in various atmospheres (in English)	249
<i>Rákóczi, F. – Szidarovszky, F.</i> : Some statistical parameters of Manley's Central England temperature data (in English)	255
<i>Putsay, M.</i> : The effect of circumsolar radiation on accuracy of turbidity measurements (in English)	261
<i>Bónis, K.</i> : On the atmospheric Th B concentration and its connection with some meteorological parameters	268
<i>Rétháti, L.</i> : Central moments of time series of precipitation data	277
<i>Iványi, Zs. – Mersich, I.</i> : Numerical solution of diffusion equation for gaseous air-pollutants	292
Literature	303
Chronicle	308

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat hivatalos lapja
Periodicel of the Meteorological Service of the Hungarian People's Republic

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	RADINOVIČ, D. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	RENOUX, A. (Brest)
BÖHME, W. (Potsdam)	SAMAJ, F. (Bratislava)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	STELCZER, K. (Budapest)
FEDERER, B. (Zürich)	SZEPESI D. (Budapest)
GEORGI, H. – W. (Frankfurt a. M.)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
GÖTZ G. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
GULYÁS O. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VITEK, V. (Praha)
LOGVINOV, K. (Kijev)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ontario)
NGUYEN-XIEN (Hanoi)	WIRTH E. (Pécs)
PÉCZELY GY. (Szeged)	

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:
MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LÓRICZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office
Budapest, Postafiók 88. 1525 – H-1525 Budapest, P.O.B. 88

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 5. szám. 1980. szeptember – október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept – Oct 1980. Budapest

Behaviour of personal dosimeter for the detection of ^{220}Rn and ^{222}Rn daughters alpha emitters in various atmospheres

A. MOUDEN, A. RENOUX, *Laboratoire de Physique des Aérosols et de Radioactivité Atmosphérique, Faculté des Sciences (UBO), Av. Le Gorgeu 29200 Brest, France*, G. MADELAINE, *Laboratoire de Physique de l'Atmosphère CEA-STEP-STEPAM, 92 Fontenay-aux-Roses, France*

Levegőben levő ^{220}Rn és ^{222}Rn nuklidok kimutatására szolgáló személyi doziméter teljesítményének vizsgálata. A cikk a francia Atomenergia Ügynökség sugárvédelmi szolgálata által kifejlesztett cellulóz-nitrátos alfa doziméter teljesítményét tárgyalja. A doziméter különböző radon-tartalmú levegőben tartózkodó bányászok individuális expozíciójának megállapítására szolgál. A dozimétert az expozíciós időre vonatkozó integrált radon-dózis meghatározása szempontjából tesztelték. A szerzők, miután meghatározták a berendezés teljes hatékonyságát, illetve összehasonlították a nitrát rétegről kapott potenciális alfa energiákat a membránszűrőkkel mért értékekkel, megbecsülték a doziméter RaA, RaB és RaC koncentráció-vesztéseit. Ezen kívül kísérletileg bizonyították, hogy a vizsgált mérési tartományban a doziméter által jelzett érték független a levegő átszívási sebességétől. Végül korrekciós tényezőt állapítottak meg, amely az RaA csőben esetlegesen jelen levő ThC nyomok sugárzásának kiküszöbölésére szolgál.

✱

Behaviour of a personal dosimeter for the detection of ^{220}Rn and ^{222}Rn daughters alpha emitters in various atmospheres. A cellulose nitrate alpha dosimeter was developed by the CEA Technical Protection Services to measure continuously the individual exposure of underground miners in different types of radon atmosphere. This dosimeter was tested in order to evaluate the quantity of radon daughters integrated throughout the duration of exposure. Having determined the total efficiency of the apparatus and having compared the potential alpha energy measured from the nitrate film and the millipore filter of the dosimeter we evaluate the losses in RaA, RaB and RaC concentration. In addition we have established that in our range of measurement the measured value by the dosimeter seems independent of the flow-rate. Finally we determine a correction factor taken into account because of the presence of traces due to the ThC alpha eventually present in the RaA pipe.

✱

Introduction. The aim of this work has been to measure in a controlled atmosphere (dust and radioactivity), by comparison with an absolute filter, the losses in RaA (^{218}Po), RaB (^{214}Pb) and RaC (^{214}Bi) concentration in an alpha dosimeter, realised by the CEA Technical Protection Services. The potential alpha energy (E_{xp}) calculated by examination of the cellulose nitrate detector is compared with known E_{xp} . In the atmospheric air, where the concentrations of radon are low the calculation of the potential alpha energy as it is presently defined, may be modified by the presence of ThC (^{212}Bi) whose disintegration is accompanied by an alpha emission with an energy close to that released by the RaA. The impact of this phenomenon will be studied.

1. The alpha dosimeter

Knowledge of the risk of inhalation of radon products by miners has necessitated the built of a portable and autonomous, individual apparatus. This one would continuously sample the aerosols present in mines throughout working periods and cumulate the results for a given long time. In this case, it is, of course, out of the question to measure the radioactivity of short-live radon (^{222}Rn) daughters from the direct study of the alpha decay of a filter. Some authors have described systems which permit the measurement of the cumulative total irradiation as, for example, the electronic dosimeter with its surface barrier detecting system (*Durkin*, 1979) and the cellulose nitrate dosimeter (*Duport et al.* 1975). We purpose to describe and test the latter, for

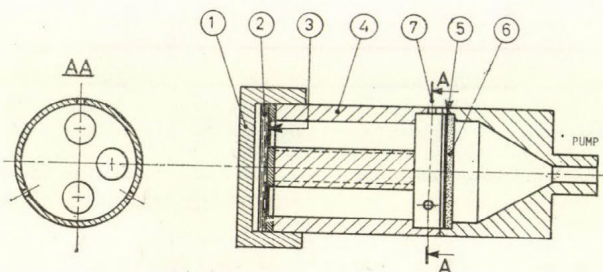


Fig. 1: The dosimeter. *Legend:*
1. Shutter, 2. Cellulose nitrate,
3. Screen, 4. Collimator, 5. Filter,
6. Filter support, 7. Air inlet

which measurement is made from tracks read on the cellulose nitrate. The diagram of the apparatus is represented in *fig. 1*.

The radiative aerosols, drawn through 3 orifices of 1,4 mm in diameter perforated at 120° in the lateral wall of the dosimeter, are collected on the millipore filter. The alpha emission is channelled by a collimator composed by three cylindrical pipes each pipe ending in a mylar screen and a detecting film of cellulose nitrate. The thickness of each of the three screens is calculated in such a way as to select only the alpha radiation emitted perpendicularly by the RaA (6 MeV), the RaC' (7,69 MeV) and the ThC' (8,77 MeV) decay. For this reason each pipe acts as an energy discriminator. From tracks numbered on the nitrate the quantity of alpha particles, corresponding to a given air volume, can be calculated for a known time period. Then it is possible to evaluate the radioactive aerosol concentrations actually encountered by miners in their environment.

After sampling the nitrate film is etched with 2.5 N NaOH (*Duport et al.* 1977) at 60°C for 90 minutes. The holes of about $7\ \mu\text{m}$ in diameter become visible and can be counted by optical microscopy (*Avan et al.* 1973).

2. Potential alpha energy

The definition of the potential alpha energy (E_{exp}) or working level (W. L) only takes into consideration the alpha particles produced by the daughters and not by the radon gas itself.

The potential alpha energy (E_{exp}) corresponds to the total alpha energy released by the RaA and the RaC', both in radioactive equilibrium with radon in a litre of air containing 100 pCi (*Pradel* 1975).

Let λ_i be the radioactive constant of the radioelement i , expressed as mn^{-1} , and Q_i the number of atoms of this element per litre of air; the concentration C_i of the radionuclid i (in pCi/l) is related to the number of atoms Q_i , by the relation:

$$C_i = \frac{Q_i \lambda_i}{2,22}$$

If Q_1, Q_2, Q_3 represent the number of atoms of RaA, RaB, and RaC contained in a litre of air and corresponding to an activity of 100 pCi we calculate by means of the above equation:

$$Q_1 = 980 \text{ l}^{-1}; \quad Q_2 = 8570 \text{ l}^{-1}; \quad \text{and} \quad Q_3 = 6370 \text{ l}^{-1}$$

Each atom of RaA releases directly an alpha particle of 6 MeV, and indirectly, because of its decay, an alpha particle of 7,69 MeV. The RaB atom releases indirectly an alpha particle of 7,69 MeV.

Then each of the radon daughters releases, therefore, directly or indirectly

$$\begin{aligned} \text{RaA: } & 980 \times (6 + 7,69) \text{ MeV} = 0,134 \cdot 10^5 \text{ MeV} \\ \text{RaB: } & 8570 \times 7,69 \text{ MeV} = 0,659 \cdot 10^5 \text{ MeV} \\ \text{RaC: } & 6370 \times 7,69 \text{ MeV} = 0,49 \cdot 10^5 \text{ MeV} \end{aligned}$$

The sum of these three contributions gives the total potential alpha energy released by 100 pCi/l of radon.

$$1 \text{ Exp} = \text{I.W.L.} = 1,283 \cdot 10^5 \text{ MeV} \approx 1,3 \cdot 10^5 \text{ MeV.}$$

The density of the tracks registered on the cellulose nitrate of the detector due to RaA and RaC' and integrated over the time of the measurement can be related to the potential alpha energy by the relation:

$$\text{Exp} = \frac{6 dA + 7,69 dC'}{1,3 \cdot 10^5 \cdot r \cdot Q \cdot t}$$

where r is the geometric efficiency of the RaA and RaC' alpha detection (here $r = 1,16 \cdot 10^{-3}$), t denotes the sampling time, Q is the flow-rate of air through the apparatus, while dA and dC' represent the number of tracks counted on the cellulose nitrate due to the decay of RaA and RaC' particles on the filter, respectively.

Moreover, it is possible, to determine directly by the analysis developed by *Thomas*, (1972) the radon daughters concentrations from the study of the filter of the dosimeter. The comparison of the two results permits us to examine the behaviour of the dosimeter in different situations.

3. Results

a) Experimental device (fig. 2)

The dosimeter D and the air to be studied are enclosed in a vessel E of 800 litres. Aerosol particle concentrations can be modified and controlled by injecting artificial aerosol particles through inlets built on the vessel. Moreover, radon daughters concentrations are evaluated during experiments by means of a membrane filter analysed by the *Thomas'* method.

b) Comparison of the E_{xp} measured from the membrane filter (F) and the cellulose nitrate film of the dosimeter.

We determine the potential alpha energies by examination of the film of cellulose nitrate and we compare them to the E_{xp} measured from the filter F .

As a result of our experiments we obtain on an average (Mouden et al. 1979).

$$\frac{E_{xp \text{ filter}}}{E_{xp \text{ film}}} = 1,2$$

The results do not appear to be modified by a higher concentration level of aerosol particles in the vessel.

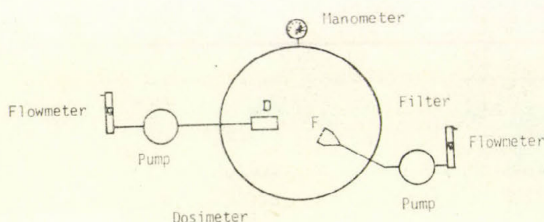


Fig. 2: Experimental device

c) Comparison of the E_{xp} measured from the film and from the filter of the dosimeter.

The measurements give the following ratio of the data obtained by the two methods:

$$\frac{E_{xp \text{ filter dosimeter}}}{E_{xp \text{ film}}} = 1.1$$

According to these first measurements the geometric efficiency, previously defined, would be about $r = 1.05 \cdot 10^{-3}$.

The difference between the value measured and that calculated ($r = 1.16 \cdot 10^{-3}$) is probably due to a slight modification which took place in the construction of the dosimeter.

Taking into account our experimental value for r ($1.05 \cdot 10^{-3}$), the value of the $E_{xp \text{ film}}$ in paragraph *b* is increased in such a way that the real losses of the dosimeter are not more than 8 % which is particularly satisfactory.

d) Measurement of the losses in RaA, RaB and RaC on the dosimeter filter.

The comparison of concentrations of radon daughters measured on the filter of the dosimeter and on F shows that the highest losses are in the case of RaA (20 % on average). For RaB and RaC the corresponding figures are 9 % and 6 %, respectively.

e) Influence of sampling flow-rate.

Series of experiments at variable flow rates from 4 l/h to 30 l/h were carried out. The experimental conditions were characterised by an atmosphere greatly polluted by artificial aerosol particles with an average diameter of

0.4 μm (Billard et Madelaine, 1968). The concentration was up to 500,000 particles per cm^3 , while the corresponding radon concentration was 13,000 pCi/l. Results are practically identical to each other whatever the flow-rate is. The maximum difference is about 5 %. Then, we can conclude that the dosimeter results are independent of the flow-rate, in the range which has been studied.

f) *Identification of tracks due to the alpha ThC in the RaA channel.*

The presence of Thorium C in the atmospheric air of mines may modify the measurement of E_{xp} . Indeed, the energy corresponding to the alpha ThC (6,05 MeV) is of the same magnitude as that of alpha RaA (6.0 MeV). In order to evaluate the importance of this phenomenon the dosimeter was placed in the vessel containing only Thorium. In this case no RaA tracks ought to appear on the cellulose nitrate. The tracks which are observed are only due to the alpha of ThC. Then in a given air sample the presence of these two components must be taken into account. The number of tracks produced by the ThC' decay is determined on the third channel.

Knowing that the theoretical decay ratio between ThC and ThC' is

$$\frac{\text{ThC}'}{\text{ThC}} = 1.97,$$

the number of tracks due to ThC present on the RaA detector area can be deduced. Using screen of given thickness on the RaA channel we obtain the following values:

$$\frac{\text{ThC}'}{\text{ThC}} = 1.99 \text{ with a transparent mylar screen of } 36 \mu\text{m} \text{ thickness on the ThC' channel}$$

$$\frac{\text{ThC}'}{\text{ThC}} = 1.7 \text{ with a blue mylar screen of } 40 \mu\text{m} \text{ thickness.}$$

The 36 μm screen seems, therefore, the most suitable. It is necessary to take this result into account in calculating the E_{xp} from the dosimeter by subtracting from the number of tracks counted in the RaA channel the number of tracks of the ThC' channel divided by 1.97.

4. Conclusion

We have compared the measurements of the E_{xp} from the cellulose nitrate film of the dosimeter and from a filter placed parallel to it. An estimation of average losses in RaA, RaB and RaC shows that they are the most important for RaA. A systematic study of the potential alpha energy as a function of the air flow-rate does not indicate great differences, at least in the flow-rate range from a few litres/hours to 30 l/h. Finally it appears that it is necessary to take into account the presence of ThC in the atmosphere. However, we can say that the behaviour of this dosimeter is excellent. We propose, in a further study, to compare it with the experimental equipment for radon measurements developed by Tymen (1978).

REFERENCES

- Avan, L. et M., Blanc, D., Teyssier, J. L. 1973: *Ionographie: Emulsions-détecteurs solides de traces*. 210. DOIN Editeur, Paris
- Billard, F., Madelaine, G. 1968: Contribution à l'étude des photomètres à aérosols. Application à la mesure de l'efficacité des filtres. *Note CEAN 849*.
- Duport, P., Madelaine, G., Pradel, J. 1976: Un appareil personnel pour la dosimétrie des descendants du radon. *Rapport CEA STEPAM*.
- Duport, P., Peyraud, C., Renoux, A. 1977: Observation directe du dépôt des aérosols marqués dans l'arbre respiratoire du rat. *International Radiation Protection Association, IVth International congress*. Proceedings, 4, 1395.
- Durkin, J. 1979: Electronic Radon Daughter Dosimetry. *Health Physics* 39, 757-764.
- Mouden, A., Renoux, A., Madelaine, G. 1979: Etude expérimentale du comportement d'un dosimètre a vis à vis de certains types d'aérosols. *10th International Conference on solid state nuclear track detectors*. Lyon, FRANCE, 2-7 july 1979.
- Pradel, J. 1975: Etude des problèmes de radioprotection posés par l'exploitation du minerai d'uranium du lac de Cluff. *Rapport interne STEPPA*.
- Thomas, J. W., 1972: Measurement of radon daughters in air. *Health Physics* 23, 783-789.
- Tymen, G. 1978: Répartition granulométrique de l'aérosol naturel et des particules radioactives issues du radon en atmosphère maritime et urbaine peu polluée. *Thèse, Université de Bretagne Occidentale*. B-36.45
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 5. szám, 1980. szeptember–október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept–Oct 1980. Budapest

Some statistical parameters of Manley's Central England temperature data

F. RÁKÓCZI, Department of Meteorology of Eötvös Loránd University of Budapest, Hungary and
F. SZIDAROVSKY, Department of Numerical Mathematics and Computertechnics of Eötvös Loránd
University of Budapest, Hungary

A közép-angliai Manley-féle hőmérsékleti sor néhány statisztikai paramétere. A Manley-féle közép-angliai hőmérsékleti sor statisztikai entrópiáját és információmennyiségét határozza meg a Szerző. Ezek alapján egy statisztikai előrejelzési módszerre tesz javaslatot és független adatokat felhasználva verifikálja a javasolt módszert.

×

Some statistical parameters of Manley's Central-England temperature data. On the basis of Manley's Central-England temperature series statistical entropy and information quantity are calculated, and a statistical forecast technique is proposed. The verification of the technique is also discussed.

×

Introduction. It is only rarely that we can analyse such a long climatological time-series as Manley's. Manley (1974) published the data of monthly mean temperatures for Central England in the time period of 1659–1973. This series was investigated by Craddock (1965) and by Kendall and Stuart (1966), but, on the basis of Manley's earlier data. Shapiro (1975) investigated Manley's series and presented a brief analysis of the temperature data of Central England. An analysis of this series was also carried out by Dyer (1976) using the spectral analysis method.

In the present paper it is intended to calculate some statistical parameters on the basis of the information theory.

1. Basic equations

The basic idea of information theory was introduced by Shannon, and developed by Wiener and others. According to the concept of the information theory one can measure the degree of the uncertainty of an experiment by calculating its statistical entropy. The statistical entropy of any event is defined by

$$H(p_1, p_2, \dots, p_n) = -\sum_{i=1}^n p_i \log p_i, \quad (1.1)$$

wherw p_i is the probability of the event α_i , where $p_i > 0$ and $\sum_{i=1}^n p_i = 1$.

According to this definition the statistical entropyfunction $H(p_1, p_2, \dots, p_n) = 0$ with the condition that $p_i = 1$, when $i \neq k$ and $p_k = 0$ otherwise.

For the case of two events designed by

$$\alpha = \bigcup_{i=1}^n \alpha_i \tag{1.2}$$

and

$$\beta = \bigcup_{j=1}^n \beta_j \tag{1.3}$$

a quantity has been introduced to measure the degree of the relationship between the events α and β , This quantity is called information-quantity. Its definition for the case of two events characterized by p_1, p_2, \dots, p_n and q_1, q_2, \dots, q_n probability fields is the following:

$$I(\alpha, \beta) = H(\alpha) + H(\beta) - H(\alpha, \beta), \tag{1.4}$$

where $H(\alpha)$ is the statistical entropy-function of event α and $H(\beta)$ is the same for the event β . In (1.4) $H(\alpha, \beta)$ denotes the entropy of the sum of the events α and β .

On the basis of the sample for the monthly average temperatures for Central England, one can estimate the three quantities on the right hand side of equation (1.4). It means that one can measure the uncertainties as well as the relationships of the temperature series.

2. The statistical entropy of the Central England temperature data

The meteorological time series may be characterized by the average of the series as well as by its normal deviation. In the case of normal distribution there is a relationship between the normal deviation and statistical entropy:

$$H(\alpha) = \ln \sigma \sqrt{2\pi e}, \tag{2.1}$$

where σ designates the normal deviation and e is the basic number of logarithm.

In table I the values of σ and those of $H(\alpha)$ are listed. In its first line one can find the monthly averages of Central England temperatures, too.

TABLE I.

The averages (in °C) and normal deviations and the values of H(α).

Months	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
T °C	3.11	3.80	5.18	7.86	11.19	14.32	15.89	15.65	13.26	9.58	5.92	3.98	9.14
σ	1.98	1.83	1.44	1.21	1.18	1.10	1.11	1.02	1.11	1.25	1.33	1.71	0.62
H(α)	2.99	2.45	2.61	2.33	2.31	2.25	2.23	2.15	2.26	2.33	2.47	2.78	1.55

It may be observed that according to values in table I there exists a yearly variation in the values of normal deviations as well as in the statistical entropy, too. There is a minimum in August and a maximum in January. It indicates that the climate of Central England has the greatest uncertainty in January, and August is the most balanced of all the months. This indicates that the statistical methods of forecast of monthly averages of temperature have the greatest uncertainty in the winter months, and in the summer

period the problem is less difficult. This fact must be taken into consideration in the verification of the forecast methods.

It should be remarked that in the calculation of the values of $H(\alpha)$, $H(\beta)$ and $H(\alpha, \beta) \log_2$ were used.

3. The information quantities of the Central England temperature data

Some statistical characteristics of Manley's temperature series can be analysed on the basis of (1.4). This equation expresses the degree of the relationship between the two events. If $H(\alpha, \beta) = H(\alpha) + H(\beta)$, then $I(\alpha, \beta) = 0$. It indicates that the events α and β are independent of each other. According to this property of information quantity, one can characterize the degree of dependence of the two events.

$\alpha \backslash \beta$	α_1			α_n	
β_1	S_{11}			S_{1n}	q_1
			S_{ij}		
β_m	S_{m1}			S_{mn}	q_m
	p_1			p_n	

Scheme 1.

Manley's temperature series has been published in a matrix form and from this matrix, according to Scheme 1 the quantities in (2.4) can be calculated. More exactly, one can estimate $H(\alpha)$ and $H(\beta)$ from the marginal distribution and $H(\alpha, \beta)$ from the S_{ij} probabilities.

In Scheme 1 the event α denotes the temperature distribution in the i -th month and β expresses the distribution of temperature in the k -th month, when $i = k$ and $k = i-1, i-2, \dots, i-11$. In order to calculate the $I(\alpha, \beta)$ values the monthly averages of temperatures of the first, second, . . . eleventh months are used, taking into consideration the first, second . . . eleventh month before the reference months, In this case, $I(\alpha, \beta)$ is the measure of how the

TABLE II.
The values of $I(\alpha, \beta) 10^4$

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	654	489	1035	628	117	325	514	674	672	157	234	458
2	73	480	293	344	273	135	117	375	162	134	171	155
3	36	3	204	186	73	209	256	108	177	71	131	183
4	28	154	51	210	256	76	99	331	49	204	98	30
5	32	108	131	139	82	23	172	205	111	201	200	131
6	245	54	69	196	388	215	37	280	132	163	248	71
7	192	78	116	112	126	187	222	94	34	307	138	67
8	44	62	218	134	102	163	38	25	143	180	102	21
9	96	55	124	46	161	252	142	57	71	96	151	209
10	64	65	140	134	45	135	230	73	160	243	235	76
11	66	47	156	123	184	16	172	80	203	26	205	29

distribution of the monthly average of temperature in the reference month depends on the distribution of the monthly average of temperature realized in the first, second, . . . eleventh month before the reference one. The results of these calculations are given in *table II*.

In *table II* the $I(\alpha, \beta)$ values are expressed by their 10^4 times values.

From these data the following conclusions can be drawn:

i. There are no close correlations between the monthly averages of temperature in Central England.

ii. The weak relationships are of a complicated character. The maximum of information can be obtained in the case if the i -th reference month is correlated with the $(i-1)$ -th month, except May and October.

The greatest information quantities are double underlined in *table II*. The quantities having the second greatest values are underlined. They have a complicated yearly variation, but in five cases the second maximum of $I(\alpha, \beta)$ occurs in the $(i-2)$ -th month, denoting the reference month with i . No periodical properties were found. The third greatest values are underlined with broken line. They have a stochastic character all round the year.

iii. There are months in which no correlations can be observed because the values of $I(\alpha, \beta)$ are very small. Hence, in the case of these months, the distributions of the monthly averages of temperature are independent of each other.

No doubt, it would be interesting to give some physical explanation of the values in *table II*, but it requires considerable additional research work.

4. A technique of estimating the distributionfunctions of monthly average temperatures

The data of *table II* represent the values of informations or in other words the correlations between the distributions of monthly averages of temperatures. In a statistical forecast technique proposed in this work, the predictor is the monthly average of temperature having the greatest information for the distribution of the referring month.

For each month we calculated the A_k and B_k ($1 \leq k \leq 12$) quantities taking the lowest and highest limits of the terciles of the monthly averages of temperature. In this case the intervals denoted $x < A_k$, $A_k < x < B_k$ and $x > B_k$ have the same number of sample elements.

The numerical values of A_k and B_k are given in *table III*.

In the process of estimating the distribution of the monthly average temperatures the probabilities of the events $x < A_k$, $A_k \leq x \leq B_k$ and $x > B_k$ are given.

TABLE III.
Limits of Terciles

	$(A_k - B_k)$		$(A_k - B_k)$
J	2.47 - 4.27	J	15.39 - 16.23
F	3.25 - 4.90	A	15.07 - 16.01
M	4.74 - 6.05	S	12.91 - 13.75
A	7.50 - 8.60	O	9.17 - 10.28
M	10.65 - 11.72	N	5.22 - 6.52
J	13.99 - 14.81	D	3.45 - 4.74

Denoting the subscript of the months of the predictor by i_1, i_2, \dots, i_r and that of the reference months (the month of predictant) by k , the essence of this procedure is the following:

i. The computing programme determines for the cases of $i = i_1, i_2, \dots, i_r$ in which of the three intervals $(-\infty, A_1); (A_1, B_1); (B_1, \infty)$ the actual data will occur.

ii. After this determination the learning algorithm selects the data from the Manley's series in which the values of i_1, i_2, \dots, i_r will occur one after the other in the same intervals.

iii. On the basis of the data of these years, the programme calculates the conditional probabilities of the events, approaching the probabilities by the relative frequencies.

In this statistical forecast technique the distributions of underlined months in table II are used as predictors.

5. The verification of the estimations

In order to verificate the procedure described in Section 4., one can calculate

$$I^* = \left[1 - \frac{H(x)}{H(x)_{\max}} \right] 100 \%. \quad (5.1)$$

Here $H(x)_{\max}$ is the entropy of the a priori distribution and $H(x)$ is the entropy of a posteriori distribution. The value of this quantity is 100 % in the case of $H(x) = 0$ i.e., in the case in which the a posteriori distribution has the $p_i = p_j = 0$ and $p_k = 1$ probabilities. In other cases I^* denotes the degree of information-gains obtained by the estimation of distribution functions.

The information-gains are tabulated in table IV.

TABLE IV.
The information-gains (in per cent)

	J	F	M	A	M	J
$r = 1$	100	2.6	5.8	2.1	1.4	0.1
$r = 2$	100	100	4.5	8.3	2.2	0.8
$r = 3$	100	10	9.9	25.2	3.4	0.9
	J	A	S	O	N	D
$r = 1$	0.4	2.1	0.1	2.5	0.7	0.5
$r = 2$	1.7	3.8	2.4	4.0	2.0	0.4
$r = 3$	7.9	12.8	2.4	7.6	8.6	14.1

The values of information-gains were calculated on the basis of a 10 year period and it was independent of the learning example. In table IV $r = 1$ indicates that, for the estimation of the a posteriori distribution-functions, the data having a maximum of $I(x, \beta)$, were used. On the other hand $r = 3$ indicates that in this case all data of the underlined months in table II were take into consideration.

From the values of table IV one can see that the a posteriori distribution-functions give information-gains in every case, but these gains are very small in the majority of the cases. It is clear that the information gains increase when the informations are increasing, therefore one can find the maximum values of I^* in the case of $r = 3$.

An additional evidence of table IV is that from January to April and from July to December except September. in the case of $r = 3$, one can find useful information-gains. This suggests that a detailed analysis of Manley's temperature series can provide a useful forecast-method, but in this respect additional research work is necessary, too.

REFERENCES

- Craddock, J. M.* 1965: A meteorological application of principal component analysis. *The Statistician* 15 pp. 143–156.
- Dyer, T., G., J.* 1976: An analysis of Manley's central England data: I. *Quart. J. R. Met. Soc.* 102 pp. 871–888.
- Kendall, M. and Stuart, A.* 1966: *The advanced theory of statistics.* Charles Griffi. London.
- Manley, G.* 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. J. R. Met. Soc.* 100. pp. 389–405.
- Reza, F. M.* 1976: Bevezetés az információelméletbe. Műszaki könyvkiadó Budapest.
- Shapiro, R.* 1975: The variance spectrum of monthly mean central England temperatures. *Quart. J. R. Met. Soc.* 101. pp. 679–681.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 74. évf. 5. szám, 1980. szeptember – október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept – Oct 1980. Budapest

The effect of circumsolar radiation on accuracy of turbidity measurements

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

The effect of circumsolar radiation on accuracy of turbidity measurements. The purpose of this study is to characterize the influence of the Sun's aureola on the determination of turbidity and to determine the relative error of the measurements made by Volz and EPA photometers. Estimations of the relative error in turbidity have been calculated for different values of wavelength and of relative humidity. The scattering and the extinction characteristics of the aerosol particles have been determined by the Mie-theory.

✱

Cirkumszoláris sugárzás hatása a homályosság mérésének pontosságára. A tanulmány célja a cirkumszoláris sugárzás homályosság meghatározására gyakorolt hatásának jellemzése, valamint az EPA és Volz fotométerrel végzett mérések relatív hibájának meghatározása. A szerző a relatív hiba becslését különböző hullámhosszakra és relatív nedvesség értékekre végezte el. Az aeroszol részecskék elnyelési és szórási jellemzőit a Mie-elmélet alapján számította ki. Az eredményeket az 5–8. ábra mutatja be.

✱

Introduction. The monitoring of the composition of the atmosphere is a very important task from the point of view of possible climate changes. Recently the interest is pointed to the atmospheric trace materials. Their concentration is measured by a world-wide network founded by the World Meteorological Organization (WMO, 1971). The measurements are made under so-called „background” conditions, that is far from large cities.

The atmospheric aerosol is one among the trace materials. At background stations the aerosol content is measured by Volz-photometers and is expressed as the turbidity of the atmospheric column. From the trend of turbidity values obtained by the world-wide network, the change of the albedo of the Earth-atmosphere system and the change of the solar radiation absorbed in the atmosphere could be estimated.

The turbidity data are derived from the measurements of the spectral direct radiation. The Volz-photometers measure some scattered radiation together with the direct one. The calculation process of the turbidity values does not take into account this surplus radiation, which is called circumsolar radiation, therefore the obtained turbidity is somewhat lower than the real one. *Fröhlich and Quenzel* (1975) determined this error for some particle size distribution functions given by Junge and Deirmendjian, and for a constant refractive index. They found it important to normalize the geometry of

sunphotometers. The purpose of this study is to characterize this systematic error on the basis of measured aerosol characteristics (Kondratyev, 1976; Ivlev et al 1974).

1. The turbidity coefficient

The direct radiation coming from the Sun is depleted by the atmosphere as the following equation describes:

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \exp \left\{ -m \delta(\lambda) \right\}, \quad (1)$$

where $L(\lambda)$ is the spectral direct radiation measured at the surface,
 $L_0(\lambda)$ is the spectral direct radiation outside of the atmosphere,
 m is the optical airmass, which depends on the solar elevation angle,
 $\delta(\lambda)$ is the optical depth of atmospheric column,
 λ is the wavelength of the radiation.

The optical depth is composed of three parts:

$$\delta = \delta_R + \delta_a + b,$$

where δ_R is the optical depth for molecular scattering (Rayleigh-scattering),
 δ_a is the optical depth for absorption of atmospheric gases,
 b is the aerosol optical depth at the given wavelength (the turbidity coefficient).

By measuring the surface atmospheric pressure, the optical depth for molecular scattering could easily be calculated (see e.g. Kondratyev, 1969). From the point of view of turbidity it is enough to take into account the average absorption of ozone, because the wavelengths used for turbidity measurements are in a band with weak ozone absorption.

2. The photometers

The spectral direct radiation is measured by Volz-photometers. The wavelength values are selected by narrow-band optical filters. The photometers give the spectral direct radiation in arbitrary units. To obtain the atmospheric optical depth using equation (1) the incoming spectral direct radiation should be expressed in the same units.

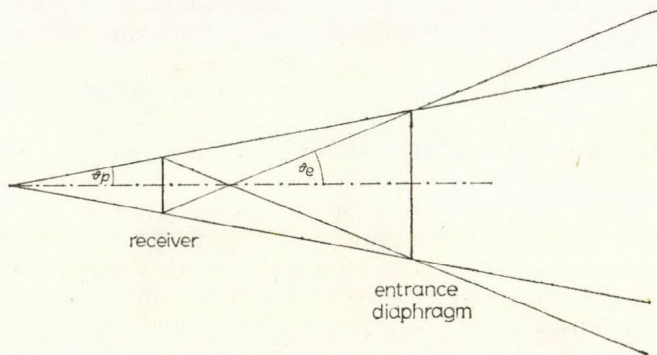


Fig. 1: Schematic draw of photometers

The measurements can only be made when the solar disc and the sky around it are free from clouds, since the field of view of the instrument is larger than the field of view of the Sun itself. The schematic cross-section of the photometers is shown in *Fig. 1*. From the field limited by the optical axis and by the slope-angle (θ_p) the radiation falls on the whole receiver. From the field between the slope-angle and the limit-angle (θ_e) the radiation falls on a part of the receiver only.

TABLE I.

Geometrical data of Volz and EPA photometers

	Volz	EPA
Diameter of entrance diaphragm, cm	0,43	0,97
Diameter of receiver, cm	0,30	0,80
Entrance-receiver distance, cm	7,00	7,04
Slope-angle, θ_e	0.49°	0.69°
Limit-angle, θ_e	2.94°	7.17°

Volz-photometers are manufactured by several firms and institutions. The geometrical data of the types involved in this investigation are shown in *Table I*.

3. The principle of calculation

The radiance of the total radiation directed to the receiver will be called as quasi direct radiation. This radiation changes by going through each atmospheric layer as follows:

$$dL_F = -L_F (\sigma_e - \sigma_s k) N ds, \quad (3)$$

where σ_e is the average extinction coefficient of molecular and aerosol particles,

σ_s is the average scattering coefficient of molecular and aerosol particles,

N is the number of molecular and aerosol particles in the unit of volume,

s is the distance measured from the receiver,

k characterizes the radiation scattered from the direct beam into the circumsolar part of the quasi direct beam.

According to our calculations k can be expressed:

$$k(s) = 2\pi \int_0^{\theta_e} F(\vartheta) i(\vartheta, s) \sin \vartheta \cos \vartheta d\vartheta \quad (4)$$

ϑ is the angle between the incoming radiation and the optical axis of the photometer, $F(\vartheta)$ is the geometrical penumbra function of the photometer (*Pastels, 1959*), $i(\vartheta, s)$ is the normalized scattering function (its integral for 4π solid angle is 1). k gives that part of the radiation scattered by ds path which is directed to receiver.

At the surface the photometer measures the following radiance:

$$L_F = L_0(\lambda) \exp \left\{ -m \int_0^{\infty} (\sigma_e - \sigma_s k) N dz \right\} \quad (5)$$

where z is the altitude ($ds = mdz$, here we neglect the effect of the air mass difference around the Sun.) Calculating the second term of the integral in (5), the effect of molecules and of aerosol particles should be treated separately. For the molecules of atmospheric gases k does not depend on the altitude.

$$k = k_R = \text{const.}$$

and the scattering coefficient is equal to the extinction coefficient

$$\sigma_s = \sigma_e$$

Therefore

$$m \int_0^{\infty} (\sigma_e - \sigma_s k) N dz = m \delta - m k_R \delta_R - m \int_0^{\infty} k_M \sigma_{SM} N_M dz, \quad (6)$$

where the integral on the right hand side relates to the aerosol (Mie) particles only, and the k_M , σ_M , N_M too.

From the measured quasi direct radiation a biased turbidity coefficient is obtained:

$$b' = b - k_R \delta_R - \int_0^{\infty} k_M \sigma_{SM} N_M dz \quad (7)$$

where b is the „theoretical” turbidity coefficient (see Eq. 2). The relative error

$$E = \frac{b' - b}{b} \quad (8)$$

can be determined if the characteristics of the atmospheric aerosol particles are known. We made calculations for one aerosol model.

4. The aerosol model

In the real atmosphere the characteristics of the aerosol particles vary within very wide limits in both space and time, therefore the error described by (8) also varies significantly. We determine this error on the basis of aerosol characteristics measured by *Ivlev et al.* (1974) in the Kara-Koum desert and in the Ural mountain. The other assumptions are as follows.

a) The aerosol particles are homogeneous spheres, that is the Mie-theory can be applied (*van de Hulst*, 1957). The scattering functions as well as the extinction and scattering cross-sections are calculated using *Yanchenko's* program (1974) for the M-222 computer of Leningrad State University.

TABLE II.

The chemical composition of dry aerosol particles

Component	Per cent of weight	Component	Per cent of weight
SO ₄ ²⁻	18	AlO ₃	.5
NH ₄ ⁺	4	Ca ²⁺	9
NO ₃ ⁻	1	Cl ⁻	4
SiO ₂	35	Na ⁺	2
CO ₃ ²⁻	8	K ⁺	1
FeO ₃	6	H ₂ O	5
Fe ³⁺	1	Mg etc.	1

b) The aerosol characteristics do not vary in the horizontal plane.

c) The scattering effect is determined by the tropospheric aerosol, that is the stratospheric aerosol can be disregarded.

d) The chemical composition of each dry particle is the same and is shown in *Table II* (Kondratyev 1976). The complex refractive index is taken as calculated by Ivlev (1974) on the basis of the chemical composition.

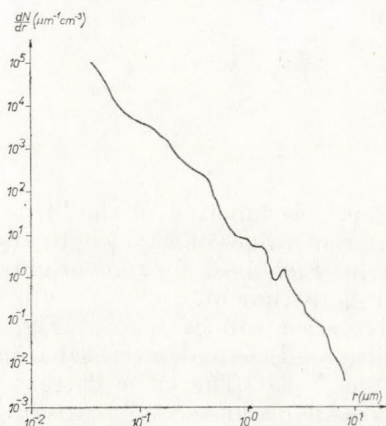


Fig. 2: Size distribution of aerosol particles in the near-to-surface layer (0–0.5 km). The total number of particles between $r = 0.2$ and $r = 2 \mu\text{m}$ is equal to 100.

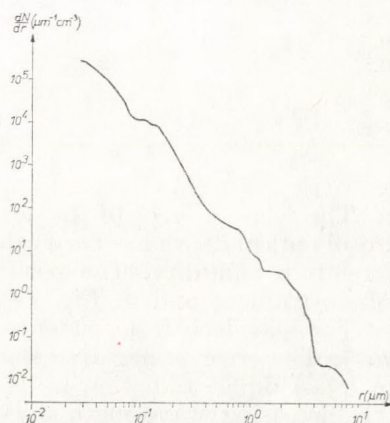


Fig. 3: Size distribution of aerosol particles in the troposphere above 0.5 km. The total number of particles between $r = 0.2$ and $r = 2 \mu\text{m}$ is equal to 100

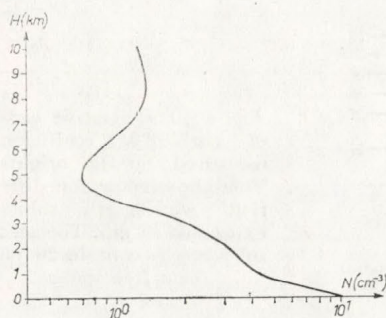


Fig. 4: Concentration (N) of large and giant particles ($r > 0.1 \mu\text{m}$) as a function of height (H)

e) Two normalized (100 cm^{-3}) size distribution functions of dry particles are used, one for the near-to-surface layer (0–0.5 km) and one for the troposphere above 0.5 km (Ivlev 1974). They are shown in *Fig. 2* and *3*.

f) The relative vertical distribution of the number of particles is taken from Mészáros (1977). The curve in *Fig. 4* shows the number of those particles having a radius larger than $0.1 \mu\text{m}$.

g) Both the size distribution function and the complex refractive index depend on the relative humidity. These effects are taken into account using Kasten's results (1969) and the results published by Ivlev and Popova (1974). The refractive indexes are shown in *Table III*.

TABLE III.
Complex refractive index of aerosol particles as function of wavelength
and of their water content (per cent of weight)
Water content %

Wave-length μm	0	10	20	40	70
0.4			1.467-i 0.0055		
0.5	1.65-i 0.005	1.54-i 0.004	1.467-i 0.0030	1.382-i 0.0017	1.341-i 0.0007
0.6			1.467-i 0.0025		
0.7			1.466-i 0.0025		
0.85			1.465-i 0.0025		
1.0			1.464-i 0.0025		

5. Results

The relative error of the aerosol optical depth as function of the "true" aerosol optical depth has been calculated for different values of wavelength and of relative humidity. The results are shown in *Fig. 5-6* for the original Volz-instrument and in *Fig. 7-8* for the EPA-instrument.

The wavelength dependence of the relative error can be seen in *Fig. 5* and *7*. The error is negative since the turbidity coefficient determined from the quasi direct radiation is less than the „true” one. The error decreases with increasing wavelength since both the molecular and aerosol scattering decreases if the wavelength increases.

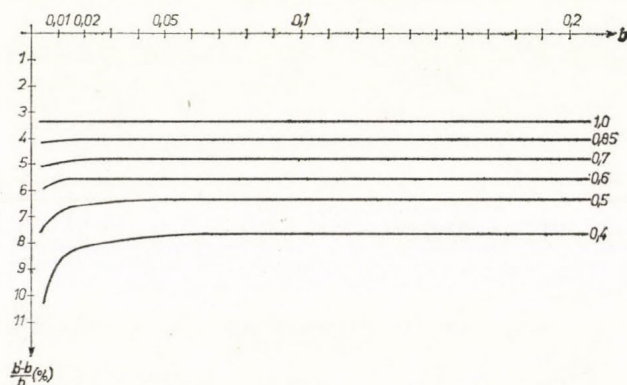


Fig. 5: The relative error of turbidity coefficient measured by the original Volz-photometer for different wavelength values, expressed in μm . The aerosol particles contain 20 per cent free water

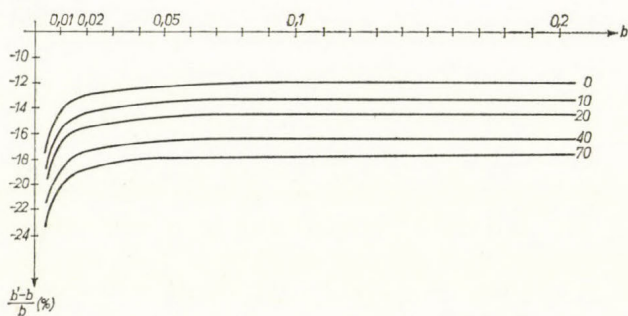


Fig. 6: The relative error of turbidity coefficient measured by the original Volz-photometer for different humidity conditions, expressed in percentage. The wavelength is 0.5 μm

Fig. 7: The relative error of turbidity coefficient measured by EPA-photometer for different wavelength values, expressed in μm . The aerosol particles contain 20 per cent free water

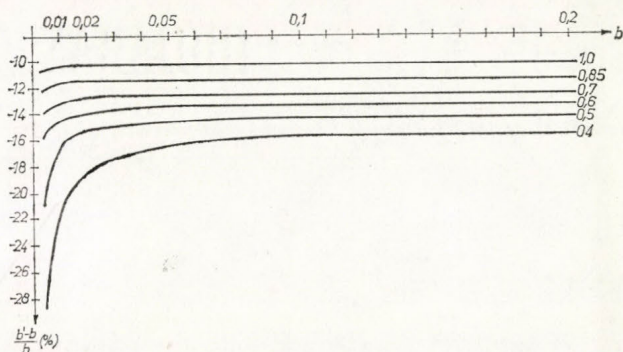
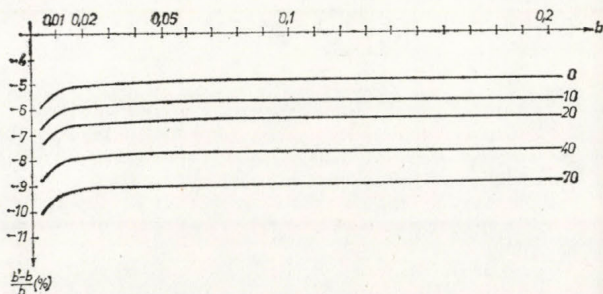


Fig. 8: The relative error of turbidity coefficient measured by EPA-photometer for different humidity conditions, expressed in percentage. The wavelength is 0.5 micrometer



The humidity dependence of the relative error is shown in Fig. 6 and 8. The humidity affects the aerosol scattering significantly, while the molecular scattering does not change.

When the turbidity is small, the error is large and is determined mainly by the molecular scattering. At large turbidity values the error is almost constant and the effect of molecules can be neglected.

The numerical values of the error relate to the above specified model only. Therefore, under other conditions, they could be regarded as approximate characteristics.

REFERENCES

- Fröhlich, C. and Quenzel, H. 1974: Influence of the Sun's Aureola on the Determination of Turbidity. *WMO publication No. 368*. (from TECOMAP, Helsinki, 30. 7-4.8-1973).
- Van de Hulst, H. C. 1957: *Light scattering by small particles*. John Wiley and Sons, New York.
- Ivlev, L. S. and Popova, S. U. 1974: Effect of humidity on optical constants of atmospheric aerosols (in Russian). *Proceedings of Universities, Physics* 5, 11.17.
- Ivlev, L. S. 1974: Private communication.
- Kasten, F. 1969: Visibility forecast in the phase of condensation. *Tellus*, 5. 631-635.
- Kondratyev, K. Ya. (ed.) 1969: *Radiation characteristics of the atmosphere and of the surface*. Hydrometizdat, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya. (ed.) 1976: *The full radiation experiment*. Hydrometizdat, Leningrad.
- Mészáros, E. 1977: *An introduction to atmospheric chemistry* (in Hungarian) Akadémia Kiadó, Budapest.
- Pastels, R. 1959: Contribution à l'étude du problème des méthodes actinométriques. *Publications of Inst. Roy. Met. Belgique, série A, No. 11*. 15-41.
- WMO 1971: *WMO operations manual for sampling and analysis techniques for chemical constituents in air and precipitation*. WMO No. 299, Geneva.
- Yanchenko, E. L. 1974: *The optical characteristics and the possibilities of optical sounding of the atmospheric aerosol*. Dissertation (for the candidat's degree), Leningrad State University, Dep. Atm. Phys.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 5. szám, 1980. szeptember–október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept–Oct 1980. Budapest

A légtéri tórium B koncentrációja és kapcsolata egyes meteorológiai paraméterekkel

BÓNIS KATALIN, Központi Légtérifizikai Intézet, Budapest, Pf. 39. 1675

On the atmospheric Th B concentration and its connection with some meteorological parameters. The aim of this paper is to discuss the relation of Th B (Pb^{212}) concentration with different parameters in soil and air on the basis of the total activity of aerosol samples taken during 24 hours in suburban Budapest by membrane filters. To calculate the Th B concentration the activity of samples was measured as a function of time after the sampling.

It is shown that the yearly mean concentration of Th B is equal to 0.17 Bq/m^3 . On days without precipitation the exhalation of moist soil is 76 percent of that observed over dry surface. In the case of frozen soil and surface covered by snow the corresponding figure is 75 and 26 percent, respectively. On days with rain and moist soil the Th B activity is only 55 percent of the value found under dry conditions. The results also demonstrate that rain diminishes the atmospheric Th B concentration to 72 percent of its original value. However, if the soil is covered by snow, precipitation does not change considerably the Th B concentration. There is a positive linear correlation between soil temperature in 10 cm deep and Th B activity with soil temperature below $+11^\circ\text{C}$. A similar connection can be found (see Fig. 4) between air temperature and natural radioactivity below $+14^\circ\text{C}$, but above this temperature the correlation is negative because of turbulent exchange. Furthermore the relation between monthly mean Th B values and cloud amount (see Fig. 5) and the dependence of Th B concentration on the wind direction (see Fig. 6) in summer (149 days) and winter (125 days) are also discussed. Relatively low concentrations are observed in the case of city winds. Under these conditions a negative correlation is found between wind speed and Th B level. There is also a negative correlation between Th B concentration and daily precipitation amount.

✱

A légtéri tórium B koncentrációja és kapcsolata egyes meteorológiai paraméterekkel. Az egyéves mérési sorozat célja, hogy kapcsolatot keressünk a légtéri Th B (Pb^{212}) koncentráció és az exhalációt befolyásoló talajállapot és egyéb meteorológiai paraméterek között. A naponként ultramembrán szűrőn felfogott aeroszol-minta össz-béta aktivitását mértük a mintavétel befejezése után több időpontban, ezekből számítottuk a Th B koncentrációt. A mintavétel a városcentrumtól SE irányban 15 km távolságban, elővárosi környezetben történt, fűfelszín felett 2 m magasságban.

Eredményeink: a Th B koncentráció évi középértéke $0,17 \text{ Bq/m}^3$. Csapadékmentes napokon a nedves és a fagyott felszín exhalációja a száraz talajfelszínéhez viszonyítva 76, ill. 75%, a hótakarós felszíné 26%. Minthogy az esős nap leggyakrabban nedves (vizes) talajállapottal együtt fordul elő, az ilyenkor mért 55%-os radioaktivitást a 75%-os exhalációnak 72%-ára csökkenéseként értelmezzük – washout hatása –. Hótakarós napokon a csapadék nem okoz lényeges változást. A 10 cm mélyen mért talajhőmérséklet és a Th B koncentráció között pozitív lineáris kapcsolat van a téli félévben, $+11^\circ\text{C}$ talajhőmérsékletig. A 2 m magasan mért léghőmérséklet és a Th B mennyisége között hasonló pozitív lineáris kapcsolat van $+14^\circ\text{C}$ -ig, magasabb hőmérsékleteken negatív, azaz az exhaláció növekedését túlkompenzálja a turbulens kicserélődés. A borultság mértékével

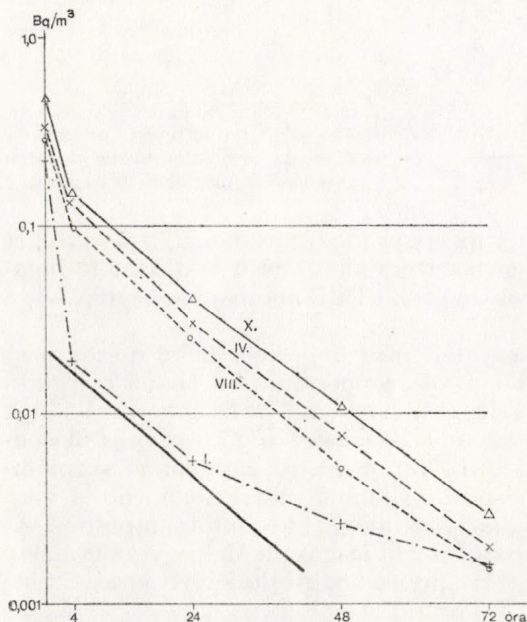
egész évben negatív lineáris a korreláció. A szélirányok szerinti Th B eloszlás az mutatja, hogy lényegében homogén az exhaláció, csak NW irányból enyhe városhatás tapasztalható. Ilyenkor negatív korreláció áll fenn a szélsébség és a Th B koncentráció között. A napi csapadékmennyiség és a természetes radioaktivitás között a várakozásnak megfelelően negatív lineáris kapcsolat van mind a négy évszakban.

*

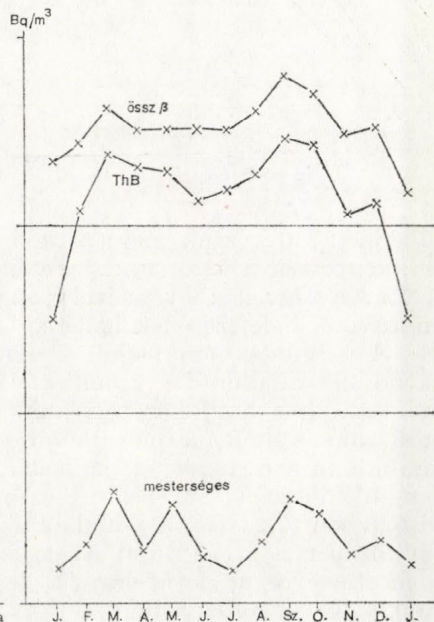
Bevezetés. A meteorológiai szakirodalomban a talajeredetű természetes radioaktivitással foglalkozó cikkek közül viszonylag kevés foglalkozik a toron és bomlástermékeivel (pl. *Israel*, 1966 és *Renoux, Tymen, Mészáros*, 1978) és még kevesebb a tórium bomlási sorozat egyes tagjai és meteorológiai paraméterek kapcsolatával (*Styra*, 1965, *Malakhov et al.*, 1966, *Simon*, 1970 és *Rangarajan et al.*, 1974). Célunk a légköri Th B – azaz Pb^{212} -koncentráció egyévi mérésével elsősorban a talaj állapota és a természetes radioaktivitás közötti összefüggés vizsgálata volt; ezenkívül a levegő hőmérséklete, a felhőzet mennyisége, a szélirány és szélsébség, valamint a csapadék kimosó hatásával kerestünk kapcsolatot.

1. A Th B koncentráció értékei

A méréseket Budapesten (Központi Légkörfizikai Intézet) 1979. január 16-tól 1980. január 15-ig naponként végeztük, Synpore 4 típusú szűrővel, 24 órás mintavétel alapján. Lényegében a *Simon* (1975) által leírt módon össz-béta aktivitást mértünk. A mintavétel reggel 8 órakor fejeződött be, majd a szűrőn felfogott aeroszol-részecskék aktivitását a mintavétel befeje-

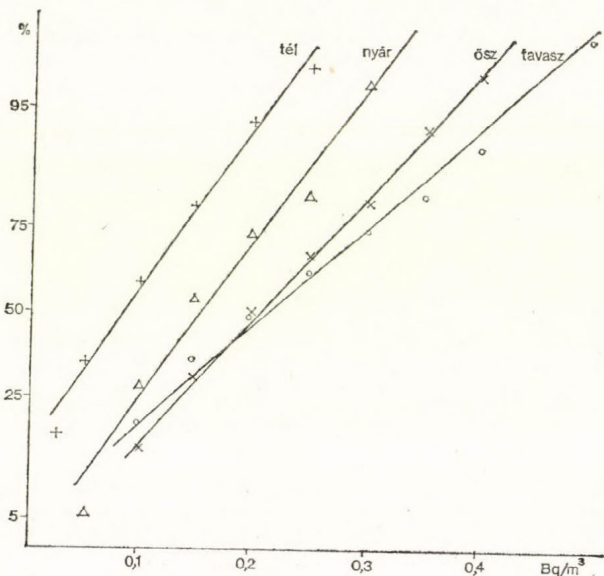


1. ábra: Az össz-béta aktivitás mért havi középértékei a mintavétel befejezése után eltelt idő függvényében a különböző évszakokban. Az e egyenes a 10,6 óra felezési idejű Th B elméletileg számított aktivitáscsökkenése



2. ábra: A mintavétel befejezése után közvetlenül mért össz-béta aktivitás, a mérésekből számított Th B koncentráció és a mesterséges eredetű radioaktivitás évi menete

zése után 5 perccel, 4, 24, 48 és 72 órával kezdtük mérni. Így megállapíthattuk a radioaktív bomlás időbeli változását (1. ábra). Mint ismeretes, az első négy órában a rövid felezési idejű radon származékok bomlása, később a toron sorozat hosszabb felezési idejű tagja, a tórium B bomlása a jellemző, majd 72 óra után — feltételezésünk szerint — nagyrészt már csak a hosszú élettartamú, mesterséges eredetű radioaktivitás mérhető. Az 1. ábrán jól látható, hogy az egyes évszakokra vonatkozó egyenesek meredeksége a 24 órás mérés idejénél jó közelítéssel megegyezik a Th B elméleti bomlási egyenesének meredekségével. Ebből következően a tényleges Th B koncentrációt a követke-



3. ábra: A Th B koncentráció napi értékeinek kumulatív gyakorisági eloszlása; az ordináta tengely a Gauss eloszlásnak megfelelő beosztású

zőképpen határoztuk meg: a 24 órás méréssel kapott radioaktivitás értéket csökkentettük a 72 órás késleltetéssel mért értékkel, majd a közismert bomlástörvény figyelembevételével visszaszámoltuk a Th B komponens aktivitását a mintavétel befejezésének idejére.

A 2. ábrán bemutatjuk a mintavétel után 5 perccel mért összes béta aktivitás, valamint a számított Th B és a mesterséges eredetű légköri radioaktivitás havi középértékeit. Látható, hogy a Th B koncentrációnak minimuma van januárban ($0,03 \text{ Bq/m}^3$ és $1 \text{ Becquerel} = 27,0 \text{ pCi}$) és másodminimuma a nyár elején, júniusban ($0,15 \text{ Bq/m}^3$), a fő maximuma szeptember–októberben ($0,27 \text{ Bq/m}^3$) és másod-maximuma márciusban volt a vizsgált évben ($0,24 \text{ Bq/m}^3$), amikor szokatlanul meleg idő volt Budapesten. Az évi középérték $0,170 \text{ Bq/m}^3$ a talajfelszíntől 2 m magasan. Megjegyezzük, hogy a mesterséges eredetű, hosszú élettartamú radioaktivitás évi középértéke $0,0023 \text{ Bq/m}^3$ -rel egyenlő.

Összehasonlítással közlünk az irodalomban található néhány adatot a különböző helyeken mért Th B átlagértékekre. Simon (1970) ugyancsak Budapesten, de 10 m magasan végzett folyamatos mintavétellel 1966-ban a Th B évi középértékére $0,081 \text{ Bq/m}^3$ értéket kapott. Styra (1965) $0,074 \text{ Bq/m}^3$ értéket állapított meg, ami valószínűleg a Balti-tenger közelsége miatt ala-

csonyabb érték. *Malakhov* és munkatársai (1966) Moszkva környékén nyáron $0,130 \text{ Bq/m}^3$ -t mértek. Bombayben (*Rangarajan et al.* 1974/a) Th B koncentráció maximuma télen van, az 1968–72 időszakban $0,185\text{--}0,300 \text{ Bq/m}^3$ között, minimuma pedig nyáron $0,030\text{--}0,040 \text{ Bq/m}^3$, a monszunesők hatására.

A 3. ábra a napi Th B koncentrációk gyakorisági eloszlását mutatja be, évszakonként. Láthatóan az értékek a Gauss-eloszlást követik, mert a Gauss-eloszlásnak megfelelő skálabeosztással jó közelítésben egyeneseket kaptunk mind a négy évszakban. Az 50% gyakorisághoz tartozó értékek: télen $0,085 \text{ Bq/m}^3$, tavasszal $0,206 \text{ Bq/m}^3$, nyáron $0,155 \text{ Bq/m}^3$ és ősszel $0,212 \text{ Bq/m}^3$.

2. A Th B koncentráció kapcsolata a talajállapottal

Összefüggés-vizsgálataink közül elsőnek a talaj állapota és a Th B légkörben mért koncentrációja között kerestünk kapcsolatot. Ugyanis a toron radioaktív bomlási sorozat anyaeleme, a toron gáz a talajból exhaláció útján jut a talajközeli légrétegbe, és bomlik igen gyorsan Th A, majd Th B leányelemmé; a felezési idők rendre 55 s, 0,16 s és 10,6 óra. A napi talajállapotnak minden esetben a 0–9 kódszámmal jelölt észlelési adatok közül a mintavétel ideje alatti legmagasabb előforduló számút tekintettük. A talajállapotokat ezután négy csoportra osztottuk, azaz

1. száraz, nem fagyott földfelszín (0),
2. többé-kevésbé vizes felszín (1 és 2),
3. fagyott, de hótakaró nélküli (3 és 4) és
4. részben, vagy egészen hótakaróval fedett talaj (5, 6, 7, 8 és 9).

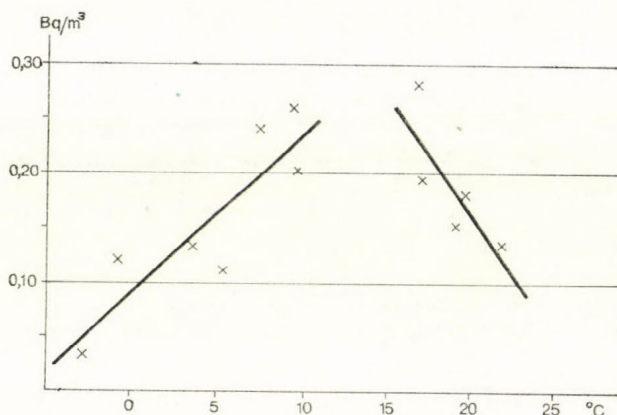
A vizes, ill. hótakarós talajfelszínű napok egyidejűleg gyakran csapadékos napok is. Ilyenkor a talaj állapota egyrészt mérsékli az exhalációt, másrészt az eső, ill. havazás kimosó hatása csökkenti a légkörben a radioaktivitást.

I. TÁBLÁZAT

A talajállapot és a csapadék hatása a Th B koncentrációra; minden érték %-ban van megadva, 100% = $0,241 \text{ Bq/m}^3$ és zárójelben az esetek száma található (cs. u. első = csapadék utáni első nap)

Talaj- állapot	Csapadékos nap		Csapadékmentes nap		Összes nap
	eső	hó	cs. u. első	egyéb	
száraz	84 (6)	—	86 (8)	100 (101)	98 (115)
vizes	55 (88)	—	65 (33)	76 (26)	61 (147)
fagyott	71 (1)	40 (1)	59 (3)	75 (20)	71 (25)
hótakarós	37 (5)	23 (22)	20 (8)	26 (7)	25 (42)
összes	56 (100)	24 (23)	61 (52)	89 (154)	70 (329)

Ezért tehát egyszerre vizsgáltuk a talajállapot és a csapadék hatását a Th B koncentrációra. A csapadékos napokat szétválasztottuk esős és havas napokra, megjegyezve, hogy azokat a mérési napokat, amikor eső és hó is hullott egy napon, vagy havaseső esett, havas napnak tekintettük; amikor azonban csupán csapadéknymot észleltek, azokat a csapadékmentes napokhoz soroltuk. A csapadék nélküli napokat két csoportra bontottuk: csapadék utáni első napra és egyéb napokra. Azt tapasztaltuk, hogy a napi koncentrációk középértéke a csapadékmentes, de nem a csapadék utáni első napon és száraz talajállapot esetén a legnagyobb: $0,241 \text{ Bq/m}^3$. Ezt az értéket 100%-nak tekintve, ehhez hasonlítottuk a többi talajállapot és a csapadék hatását.



4. ábra: A havi közepes Th B koncentráció és a havi közepes léghőmérséklet kapcsolata

Az eredményeket az I. táblázatban foglaltuk össze. Látható, hogy csapadékmentes napokon a nedves, valamint a fagyott talaj exhalációja jó közelítésben egyaránt háromnegyede a száraz talajénak, a hófedte talaj exhalációja azonban csak egynegyede! Fontos adat, hogy esős napokon, amikor a felszín is vizes, a Th B koncentráció a száraz talajfelszínű és csapadékmentes napokhoz tartozó érték 55%-a. Ezt úgy értelmezhetjük, hogy ha a nedves felszín esetén a kibocsátás 76%-os, akkor az eső hatására 72% a vizsgált radioaktivitás, és együttes előfordulásnál összeszoródnak a csökkentő tényezők. A csapadék kimosó hatása a csapadékot követő első csapadékmentes napra is kiterjed, a 86%-os érték mind száraz, mind vizes talajállapotra érvényes, ez utóbbi esetben $0,76 \cdot 0,86 = 0,65$. A táblázat utolsó előtti sora alapján megállapíthatjuk, hogy a hótakaró lényeges exhaláció-csökkentő hatása mellett a hulló csapadéknak már nincs számottevő szerepe a Th B koncentráció alakulásában. A táblázatban előforduló többi kombinációval az esetek kis száma miatt itt nem foglalkozunk.

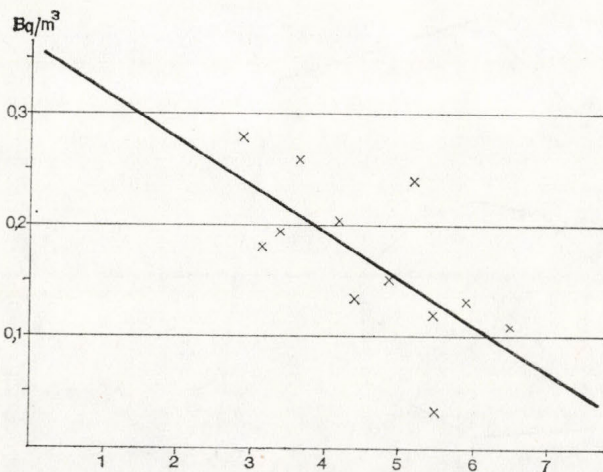
Összefoglalva tehát megállapítható, hogy télen maga a hótakaró gátolja az exhalációt, egyéb évszakokban a vizes talajfelszín és a hulló csapadék is csökkenti az aeroszol-részecskék természetes radioaktivitását. Meg kell jegyeznünk, hogy a talajfajta maga is meghatározza az exhaláció mértékét; a mintavételek területén homokos, üledékes a talaj, és fűfelszín borítja.

Következő lépésként megvizsgáltuk a 10 cm mélységben mért napi közepes talajhőmérséklet és a 2 m magasan a földfelszín fölött mért Th B koncentráció kapcsolatát. Mind a tél három hónapjának napi adatai, mind a téli félév

havi középértékei között 1%-os valószínűségi szinten jó lineáris korrelációt kaptunk, és a regressziós egyenes egyenlete:

$$A_{\text{ThB}} = 0,016 \cdot t_{10} + 0,070,$$

ahol A_{ThB} a Th B izotóp aktivitása Bq/m³ egységben és t_{10} a 10 cm mélységben mért talajhőmérséklet Celsius fokban. A regressziós egyenes a $-4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $+10,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ közötti hőmérséklet tartományra érvényes. A többi évszakban nem mutatott korrelációt a talajhőmérséklet és a vizsgált radioaktivitás, ami arra utal, hogy ezekben a hónapokban nemcsak a talaj hőmérséklete, hanem a légkör meteorológiai viszonyai is döntők.



5. ábra: A havi közepes Th B koncentráció a borultság függvényében

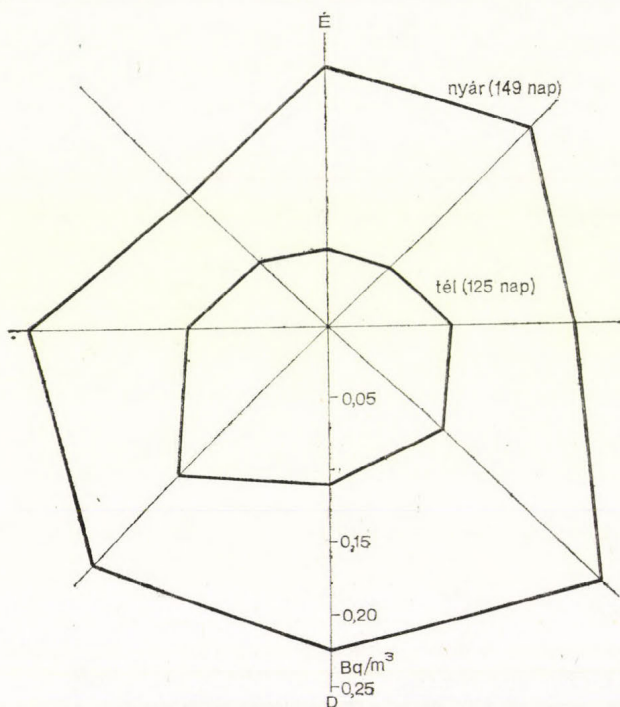
3. Összefüggés a légköri paraméterekkel

Amint az várható, meghatározó meteorológiai paraméter a talajközeli légréteg stabilitása, illetve a függőleges kicserélődés mértéke. Ezért első közelítésként megvizsgáltuk a 2 m magasságban mért *lég hőmérséklet* és a Th B koncentráció közötti kapcsolatot. A havi középértékekre vonatkozó összefüggést a 4. ábrán mutatjuk be. Látható, hogy két ellentétes hőmérsékleti hatás határozza meg a Th B aktivitást. A kb. $+14\text{ }^{\circ}\text{C}$ alatti hőmérséklet-intervallumban a pozitív lineáris összefüggés hasonlít a talajhőmérséklettel való korrelációra, azaz ha a lég hőmérséklet nő, a tórium B légköri mennyisége is növekszik, nyilvánvalóan az exhaláció erősödése következtében. A $+14\text{ }^{\circ}\text{C}$ fölötti havi közepes lég hőmérsékletre azonban negatív korrelációt tapasztalunk. Ennek magyarázata, hogy az erősödő turbulens kicserélődés már túlkompenzálja az exhaláció növekedését, magasabb légrétegekbe szállítja a természetes radioaktív aeroszol-részecskéket és így a talajközeli koncentráció csökken.

A következő meteorológiai paraméter, amivel foglalkozunk, a *felhőzet* mértéke, azaz a borultság. A borultság havi középértékei a nullától nyolcig terjedő fokozatok közül a vizsgált időszakban 2,9-től 6,5-ig változtak. Az 5. ábrán látható, hogy a borultság és a Th B koncentráció között negatív lineáris korreláció áll fenn (1%-os valószínűségi szinten). A regressziós egyenes egyenlete:

$$A_{\text{ThB}} = -0,042 \cdot x + 0,360$$

ahol A_{ThB} a Th B aktivitása Bq/m³-ben és x a felhőzet mértéke 0 és 8 között. A meglepően jó összefüggés azzal magyarázható, hogy a borultság komplex jellemző. Például, ha a borultság nagy, a talajra érkező napsugárzás csökken, ennek következtében csökken a talajhőmérséklet, és így az exhaláció is. Ugyanakkor nő a csapadék valószínűsége, és ez is a koncentráció csökkenésének irányába hat. A nyári közepes (4,6–4,9) borultsághoz tartozó közepes radioaktivitás-értékeket úgy értelmezhetjük, hogy ekkor gyakori a konvektív



6. ábra: A Th B koncentráció szélirányfüggése

felhőzet; a konvektív feláramlás elszállítja a felmelegedett talajból nagy mennyiségben kibocsátott radioaktív anyagokat. Ősszel, amikor a legkevesebb a felhő (szeptemberben és októberben 2,9, ill. 3,6 volt a borultság havi középértéke), nincs jelentős kicserélődés. A nyugodt, derült anticiklonális helyzetekben maximális a talajeredetű radioaktivitás. A januári minimális Th B koncentrációt, mint már arról volt szó, a hótakaró okozta elsősorban, ezért esik ez a mérési pont távolabb a regressziós egyenestől.

Megvizsgáltuk, hogy a napi közepes széladatok hogyan befolyásolják a Th B koncentrációt. A napi közepes szélvektort a reggel 7 órától másnap reggel 7 óráig tartó időtartam alatti fő terminusokban észlelt széladatok vektori közepelésével kaptuk meg. A napi közepes szélirányok szerinti radioaktivitás eloszlását a nyári időszakban (májustól szeptemberig) és a téli időszakban (novembertől februárig) a 6. ábrán mutatjuk be. Látható, különösen nyáron, hogy a mérések helyén lényegében homogén az exhaláció; csupán az északnyugati szélirányok esetén valamivel kisebb, a természetes talajfelületek városi hiánya miatt. A téli félévben a város hatása észrevehetőbb, de még

mindig nem jelentős. A város felől fújó (W-NW-N-NE) és az ellenkező irányú szelek esetén mért légköri Th B koncentrációk hányadosa nyáron 0,74 és télen 0,64 volt.

A szélesség és a Th B koncentráció közötti összefüggést vizsgálva, a leggyakrabban előforduló NW szélirányban (66 nap) a napi közepes szélességek és Th B koncentrációk között 1%-os valószínűségi szinten negatív korrelációt találtunk. A város felőli szél növekvő sebessége erősíti a kicserélődést és csak kismértékben hoz a radioaktív anyagokból utánpótlást. S-SE szélirányok alkalmával (83 nap) 5%-os szinten sincs kimutatható korreláció

II. TÁBLÁZAT

A Th B koncentráció és a napi csapadékmennyiség közötti regressziós egyenes egyenletének együtthatói, ha $y = A_{\text{ThB}}(\text{Bq/m}^3)$ és x a napi csapadék mm-ben, valamint az $y(0)$ mért mennyiségek évszakonként

Évszak	a	b	$y(0)_m$
tavas	0,031	0,162	0,240
nyár	0,034	0,128	0,187
ősz	0,056	0,178	0,245
tél	0,018	0,090	0,100

a szélesség és a Th B koncentráció között. A regressziós egyenlet NW szélirány esetén:

$$A_{\text{ThB}} = -0,012 \cdot x + 0,156$$

ahol x a szél sebessége m/s értékben.

Végül a csapadék kimosó hatásával foglalkozunk. Összefüggést kerestünk évszakonként a napi csapadékmennyiség és a Th B koncentráció között. Mind a négy évszakban 1%-os valószínűségi szinten negatív lineáris korrelációt kaptunk, az $y = -ax + b$ típusú regressziós egyenes egyenletek együtthatóit a II. táblázat tartalmazza. Az $x = 0$ -hoz tartozó $y(0) = b$ radioaktivitás érték a csapadékmentes napok középértékének felelne meg, azonban a csapadékmentes napokon mért átlagos Th B koncentrációk az egész év folyamán nagyobbak a számított b értékeknél. Ennek a különbségnek az az oka, hogy a csapadékos nap leggyakrabban nedves, télen hófedte talajállapottal jár együtt, amikor maga az exhaláció is kisebb. Tanulmányunk 2. részében tett állításunkat, hogy csapadékos napokon mind a csökkent exhaláció, mind a kimosó hatás érvényesül, kiegészíthetjük azzal is, hogy a csapadékmennyiséggel első közelítésben lineárisan csökken a vizsgált radioaktív koncentráció.

Egész évi átlagban, mint arról a 2. részben volt szó, az eső 0,72-szeresére csökkenti a légköri Th B koncentrációt. Azaz a kimosó hatás 28%-os. Mészáros és Simon (1967) hasonló számításaiiban — ami az 1963–65 évekre vonatkozott — a talajközeli légréteg mesterséges eredetű radioaktivitásának csapadékos és nem csapadékos napokra vonatkozó hányadosa 0,86 volt, míg a csapadék kimosó hatására csak 14% adódott. Ebből az említett szerzők azt a következtetést vonták le, hogy a felhőkben való kimosó hatás (rainout) a döntő, a felhő alatti kimosó hatás (washout) csekély. A Th B koncentrációra vonatkozó jelenlegi vizsgálatunk szerint a talajközeli — felhőalatti — légrétegben a kimosó hatás kétszerese a mesterséges eredetű radioaktivitásra a 60-es évek elején kapott washout értéknek. Ez a megállapításunk jó egye-

zésben van azzal a ténnyel, hogy a talajeredetű Th B koncentrációja a talajfelszín közelében a legnagyobb (*Jaki és Hess, 1958*).

A továbbiakban a radioaktív aeroszol részecskék nagyság szerinti eloszlásának ismerete nyújtana információt arra vonatkozólag, hogy a talajból kikerülő toron gáz bomlásából keletkező tórium B radioaktív nuklid hogyan koagulál a légköri aeroszol-részecskékkal. Ezért újabb mérési sorozatot kezdünk hatfokozatú kaszkád impaktor segítségével, az aktivitás és a részecskék nagysága közötti kapcsolat tanulmányozására.

IRODALOM

- Israel, G. W.*, 1966: Meteorological influences on the thoron (Rn^{220}) content of the atmosphere. *Tellus* 18, 633–637.
- Jaki, S. L. and Hess, V. F.*, 1958: A study of the distribution of radon, thoron and their decay products above and below the ground. *J. Geoph. Res.* 63, 373–390.
- Malakhov, S. G., Bakulin, V. N., Dmitrieva, G. V., Kirichenko, L. V.*,
Ssissiguina, T. I. and Starikov, B. G., 1966: Diurnal variations of radon and thoron decay product concentrations in the surface layer of the atmosphere and their washout by precipitations. *Tellus* 18, 643–654.
- Mészáros, E. and Simon, A.*, 1967: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás* 71, 86–91.
- Rangarajan, C., Gopalakrishnan, S. S. and Eapen, C. D.*, 1974: The diurnal and seasonal changes in short-lived radon – thoron daughters' concentrations in the coastal and inland regions of India and their possible relation to regional climatology. *Pageoph* 112, 941–953.
- Renoux, A., Tymen, G. and Mészáros, E.*, 1978: Természetes légköri radioaktivitás. *Időjárás* 82, 192–199.
- Simon, A.*, 1970: Measurement of natural radioactivity of the atmosphere (in Russian). *Reports of Exp. Meteorol. Inst.*, 17, 33–42.
- Simon, A.*, 1975: A levegőkörnyezet mesterséges eredetű radioaktivitása Magyarországon. *Időjárás* 79, 350–359.
- Styra, B. I.*, 1965: *Nuclear meteorology* (in Russian). Gidrometizdat. Leningrad.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 5. szám, 1980. szeptember-október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept-Oct 1980. Budapest

A csapadék-idősorok centrális momentumai

RÉTHÁTI LÁSZLÓ, Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat, Budapest, Ráday u. 43. 1092

Central moments of time series of precipitation data. The moments of time series are furnishing a lot of information on the proprieties of the tested meteorological elements. The variability of the expected value – excluding the periodical and random oscillations – is a consequence of trend. This characteristic is time dependent, its absolute value and its local dispersion diminishes with the length of the time series, nevertheless its agricultural, hydrological and other effects may be important. From the values appertaining to the two final points of the regression line an information can be drawn *a)* in case of annual quantities of precipitation to the local distribution trend, *b)* in case of monthly quantities to the variation of the climatic characteristics. This latter can be studied in the co-ordinate system $P_s - C_v^m$, P_s meaning the precipitation fraction in summer, C_v^m the coefficient of variation of the monthly averages. For the annual quantities of precipitation a chronological and areal dispersion can be computed, the proportion of the two in Hungary 1:1,6. The first characteristic is practically stationary, so the error committed in the evaluation of the average is proportional to the reciprocal value of the square root of the number of the years; in the areal dispersion an important regression ensured between 1901 and 1975. The asymmetry of the time series – mainly that of the monthly quantities – is rather important, wich can be eliminated by the α -transformation developed by the author. The methods described in the article can be applied also for the evaluation of other meteorological elements.

✱

A csapadék-idősorok centrális momentumai. Az idősorok momentumai igen sok információt nyújtanak a vizsgált meteorológiai elem tulajdonságairól. A várható érték változékonysága – a periodikus és véletlen jellegű ingadozásokon kívül – a trend következménye. Ez a jellemző időszakos jellegű, abszolút értéke és területi szórása az időszak hosszával csökken, ennek ellenére mezőgazdasági, hidrológiai és egyéb hatása jelentős lehet. A regressziós egyenes két végpontjához tartozó értékekből évi csapadékösszegek esetén a területi eloszlás trendjére, havi csapadékösszegek esetén az éghajlati jellemzők változására következtethetünk. Utóbbi a P_s, C_v^m -koordináta-rendszerben tanulmányozható, ahol P_s a nyári csapadékhányad, C_v^m a havi átlagok variációs tényezője. Az évi csapadékösszegekre időbeli és területi szórás számítható, a kettő aránya Magyarországon 1:1,6 körül van. Az előbbi jellemző gyakorlatilag stacionárius, ami azt jelenti, hogy az átlag becslésében elkövetett hiba az évek számából vont négyzetgyök reciprokával arányos; a területi szórásban 1901 és 1975 között jelentős regresszió következett be. A csapadék-idősorok aszimmetriája – főleg a havi összegeké – eléggé jelentős, ami a szerző által kidolgozott α -transzformációval tüntethető el. A cikkben leírt módszerek más meteorológiai elemek értékeléséhez is felhasználhatók.

✱

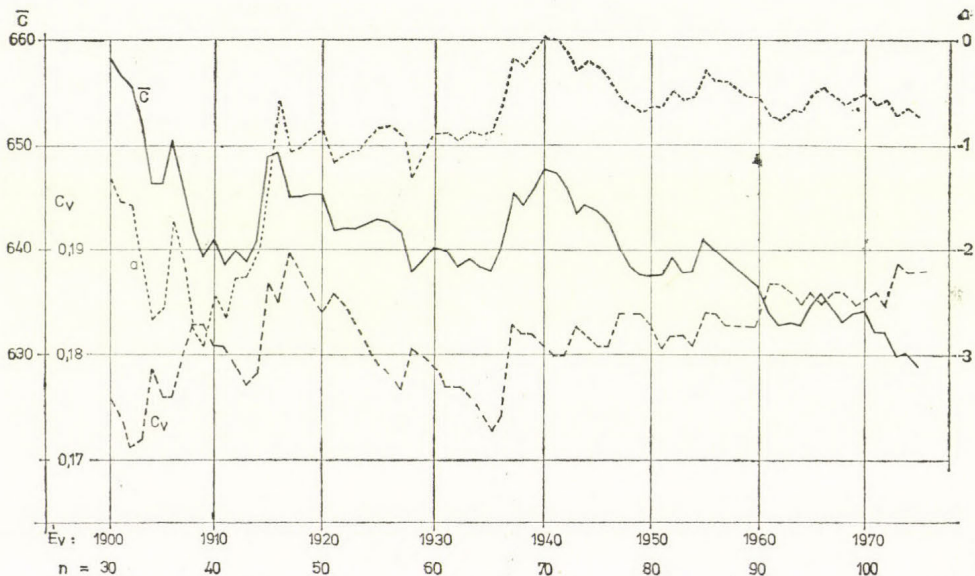
Idő- és térbeli változékonysága miatt a csapadékokat a legszeszélyesebb meteorológiai elemek közé szoktuk sorolni. Az adat- és idősorokkal végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy ez a nagyfokú változékonyság a legkevésbé

sem zárja ki a matematikai statisztikai módszerek felhasználásának lehetőségét.

A következőkben a csapadékadatok azon jellemzőit vizsgáljuk, amelyek a *centrális momentumokkal* hozhatók kapcsolatba. Mint ismeretes, az alapsokaság k -adik centrális momentumát a

$$\mu_k = M [\xi - M(\xi)]^k \quad (1)$$

kifejezéssel definiáljuk, ahol ξ a valószínűségi változó, M pedig a várható érték jele.



1. ábra: Az évi csapadékösszegek átlaga, variációs tényezője és trendje Budapestre, az 1871. évet rögzítve ($n = 30, 31, 32, \dots, 105$)

Az (1) jelű képlethez a következő megjegyzéseket kell fűzni:

a) mivel *véges* adathalmazról van szó, a megfelelő kifejezések korrigált értékeivel kell számolnunk;

b) a vizsgálatba a *várható értéket* is bevonjuk, jóllehet ez szigorúan véve nem „centrális” momentum, mert a zérus körüli ingadozásnak a mérőszáma.

Az alapul vett időszak – hogy a *Schenzl*-féle esőmérők hibáját egységesen kiküszöbölhessük – általában 1930–1975., de az idősor megnövelése érdekében esetenként 1901–1975. és 1871–1960. (1970) évi adatok is szerepelni fognak.

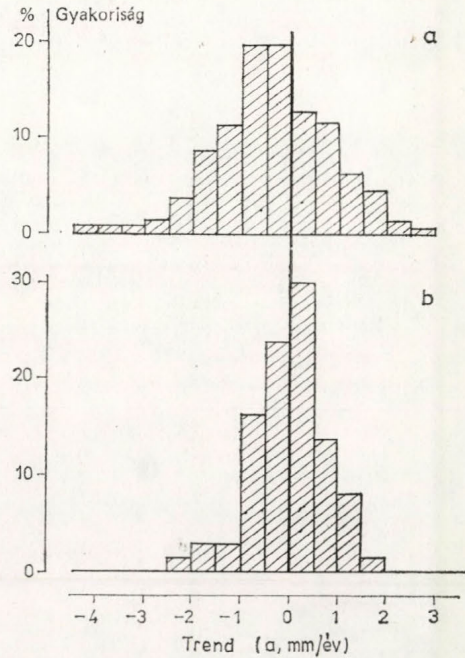
1. Az első momentum – a várható érték

Mivel az észlelések azonos súlyúak, a várható érték esetünkben a súlyozatlan számtani átlaggal azonos. Évi, havi és napi értékei igen fontos klimatológiai jellemzők.

Az átlag – bármilyen egyszerűen számítható – nem definiálható egyértelműen, mert *nem stacionárius* jellemző, vagyis függ a kezdő időponttól

és az időszak hosszától. Ez a tulajdonsága abból következik, hogy a csapadék-idősorokban nemcsak véletlen ingadozások, hanem kisebb-nagyobb intenzitású periodikus és trend-jellegű változások is megfigyelhetők. Jól szemléltethető ez Budapest idősorán: az 1871. évet rögzítve 1900-ban az évi átlag 658 mm, 1910 körül 639 mm, majd az 1916. évi „másodmaximumról” (649 mm-ről) 60 év alatt – egy 1940 körüli csúcstól eltekintve – fokozatosan 629 mm-re csökken (1. ábra).

A következőkben a várható érték változékonyságának egyik fő összetevőjét, a *trendet* fogjuk részletesebben megvizsgálni.



2. ábra: 221 állomás 1930–1975 (a), és 150 állomás 1901–1975 közötti (b) évi csapadékösszegeire szerkesztett hisztogramok

A 2. ábra 221 állomás 1930–1975. és 150 állomás 1901–1975. évi idősorából számított trendek hisztogramját mutatja be. Az átlag $-0,374$ és $-0,002$ a szórás $1,099$ és $0,746$. Az első időszakban a két szélső érték $2,507$ (Nagyvenyim) és $-4,709$ (Diósjenő), a második időszakban $1,835$ (Fonyód) és $-2,250$ (Felsőszölnök) volt.

Annak vizsgálatát, hogy a trendek országos átlagára kapott érték szignifikánsan különbözik-e zérustól, a t -próba segítségével végezhetjük el. Az első időszakra

$$t = \sqrt{221} \frac{-0,374 - 0}{1,099} = -5,06,$$

a második időszakra

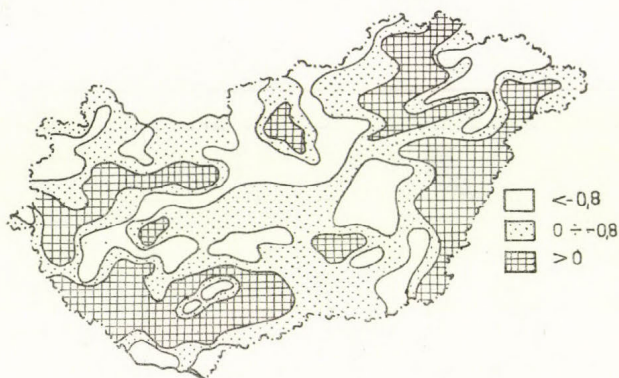
$$t = \sqrt{150} \frac{-0,002 - 0}{0,746} = -0,03,$$

így megállapíthatjuk, hogy az 1930–1975. évi trendek átlaga még 99,9%-os valószínűségi szinten is szignifikánsan különbözik zérustól, a másik időszakra viszont ezt a hipotézist el kell vetnünk.

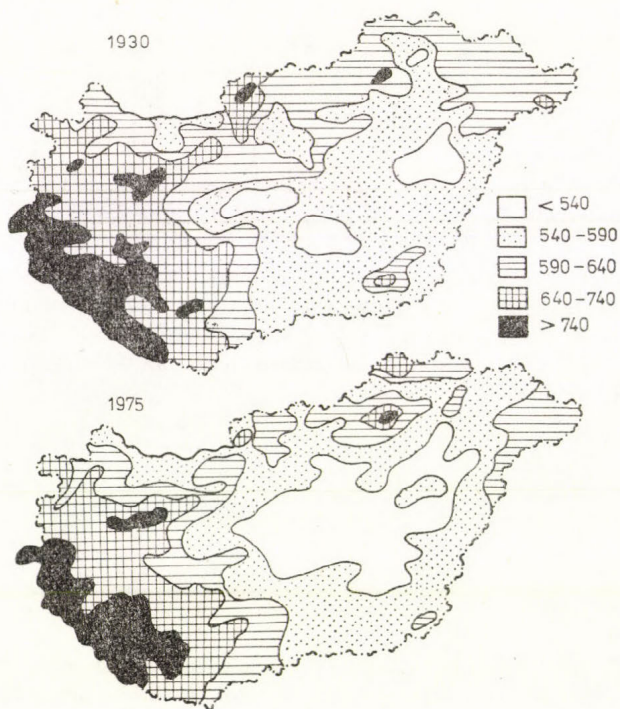
A 3. ábra szerint az 1930–1975. évi trendek területi eloszlása meglehetősen szeszélyes. Ezzel összhangban van az a körülmény is, hogy az állomásokat *egyedileg* vizsgálva a trendek szignifikancia-szintje viszonylag kicsi. A

$$t = r \sqrt{\frac{N - 2}{1 - r^2}} \quad (2)$$

képletbe $N = 46$ -ot helyettesítve a *kritikus korrelációs együtthatóra* $p = 90\%$ -os valószínűségi szinten ($t = 1,68$) $|r| = 0,246$ adódik. Ennek a feltételnek mindössze 9 idősor tesz eleget; ezek közül nyolc (Zomba, Paks, Dunaföldvár, Szár, Budapest, Nagymaros, Diósjenő, Drégelypalánk) negatív, egy (Nagyvenyim) pozitív előjelű trendet képvisel.



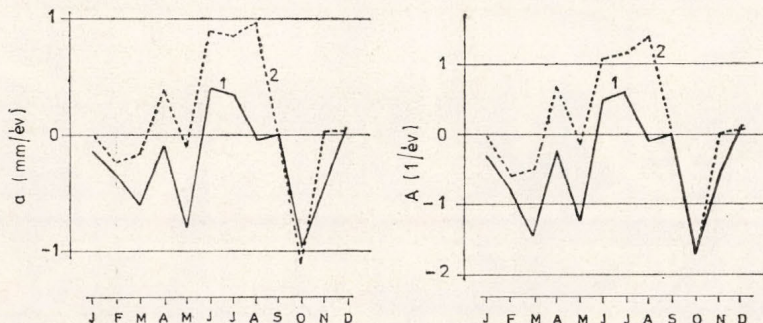
3. ábra: Az 1930 és 1975 között mért évi csapadék-összegek trendjének területi eloszlása



4. ábra: Az évi csapadék-összegek regressziós egyeneséből számított 1930. és 1975. évi értékek területi eloszlása

Ha az évi csapadékok idősorát a kiegyenlítő (regressziós) egyenessel helyettesítjük, az átlag változásáról kapunk egyfajta szemléletes képet. Esetünkben az egyenes egyik végpontja az 1930. évi, a másik az 1975. évi átlag legvalószínűbb értékét adja meg. Ezt a számítást minden állomásra elvégezve megszerkeszthetők a szóban forgó két év izohiétái; ezeket összehasonlítva a területi eloszlás trendjéről kapunk képet. A 4. ábra szerint jelentősebb változás a csapadék évi mennyiségében elsősorban a Dunától K-re figyelhető meg, ami többek között az 540 mm alatti kategória térnyerésében jelentkezik.

Az évi csapadékösszegek trendje havi komponensekre bontható. A következőkben ismertetett vizsgálatok azokra a területekre vonatkoznak, amelyekre viszonylag nagy negatív, ill. pozitív trend adódott (Drégelypalánk – Diósjenő –



5. ábra: Az 1930 és 1975 között mért havi csapadékösszegek trendje az ország 5–5 állomásával képviselt két területre

Nógrád – Nagymaros – Márianosztra és Mecsekszabolcs – Abaliget – Királyegyháza – Somogyhatvan – Rinyakovácsi). A havi trendeket (a) és ezeknek a havi átlagokra vonatkoztatott százalékos értékét (A) az 5. ábra tünteti fel. Azt a meglepő eredményt kaptuk, hogy a havi trendek menete a két területen hasonló. A kiegyenlítő egyenesek végpontjaihoz tartozó havi összegekből meghatározható a csapadék éven belüli eloszlása 1930-ra és 1975-re. A vizsgált időszakban mutatkozó változást az IV. 1–IX. 30 között lehullott csapadéknak az évi összeghez viszonyított százalékos értékével (P_s) és a

$$C_v^m = \frac{1}{C} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (C_i - \bar{C})^2}{12}} \quad (3)$$

kifejezéssel definiált, az éven belüli eloszlás egyenletességét jelző variációs tényezővel jellemezhetjük. A két paraméter között szoros összefüggés van. A CLINO (1971) európai állomásainak 1931–1960. évi átlagaiból számított P_s és C_v^m értékekből országoként átlagokat képezve olyan pontpárokat kapunk (6. ábra), amelyek egy-minimumos görbe körül helyezkednek el. A kapcsolatot a

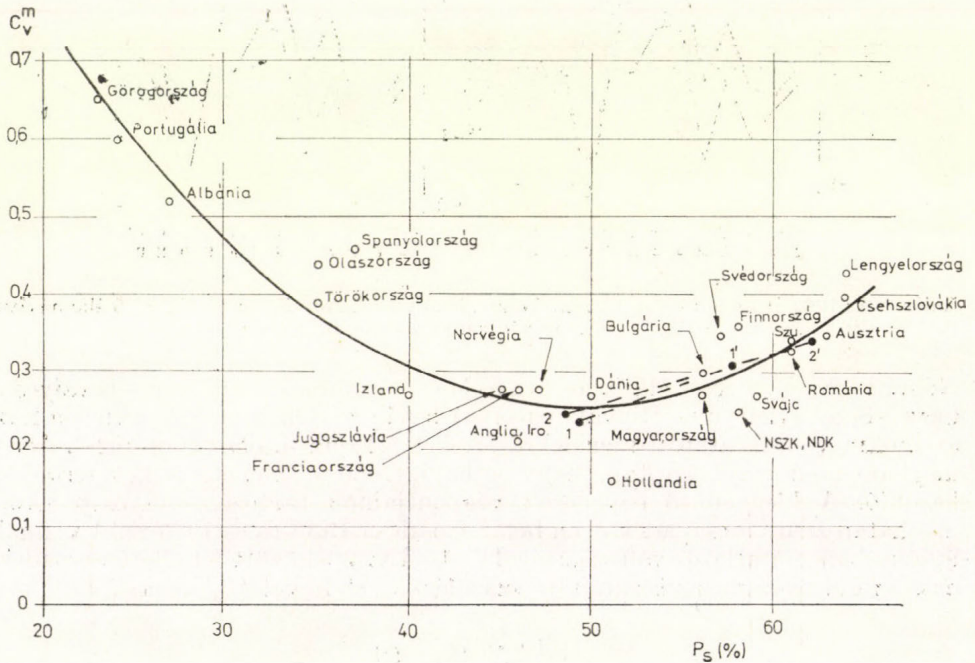
$$C_v^m = 0,0005834 P_s^2 - 0,05743 P_s + 1,671 \quad (4)$$

alakú parabolával írható le; a totális korrelációs együttható $R = 0,92$. Amint az ábrán látható, a mediterrán, az óceáni és a kontinentális éghajlatú országok igen jól elkülönülnek egymástól és – amint az várható volt – a

mélypont $P_s = 50\%$ -nál (pontosabban $49,2\%$ -nál) van. Az általunk vizsgált két területről egyértelműen megállapítható, hogy a csapadék éven belüli eloszlását tekintve éghajlatuk *1930 körül óceáni, 1975 körül kontinentális jellegű*. Olyan országokban (pl. Olaszországban), ahol több klímatispus érvényesül, a P_s ; C_v^m pontpárok széles skálán mozognak, ami lehetővé teszi a különböző országrészek *klimatológiai elhatárolását*.

Minden eddigi vizsgálat azt bizonyítja, hogy a trend *időszakos jellegű*, vagyis tartós éghajlati változásokról nem beszélhetünk. Ennek legszembetűnőbb megnyilvánulása az, hogy az időszak hosszával a trend abszolút értéke csökken. Ezt a következő példák is bizonyítják:

a) Budapest idősorában az 1871-et követő 50 évben még előfordul $|a| = 2-3$ is, ezt követően $|a| < 1$ és alig változik (1. ábra).



6. ábra: A IV. 1–IX. 30 között hullott csapadékhányad ($P_s\%$) és a havi átlagok variációs tényezője (C_v^m) közötti kapcsolat, az európai országoknak a CLINO (1971) alapján számított értékeire

b) Az ország 221, ill. 150 állomására számított trendek átlagának abszolút értéke és szórása lényegesen kisebb az 1901–1975., mint az 1930–1975. évi időszakban (2. ábra).

c) Az 1871–1970. évi trendek abszolút értéke Európa 30 állomására átlagosan 0,81 (Koflanovits, 1977), és amint azt a szerző megállapítja, a 120 éves trend kisebb a 100 évesnél.

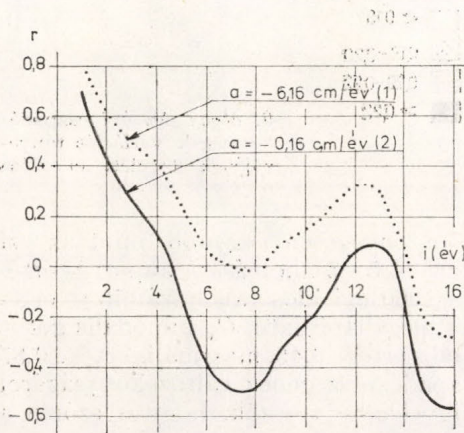
d) A Föld 126 állomásának 1890–1970. évi idősorára a trend átlaga mindössze 0,44 mm/év (Oross és Vas, 1978).

Mindez korántsem jelenti azt, hogy az egy-két évtizedig uralkodó

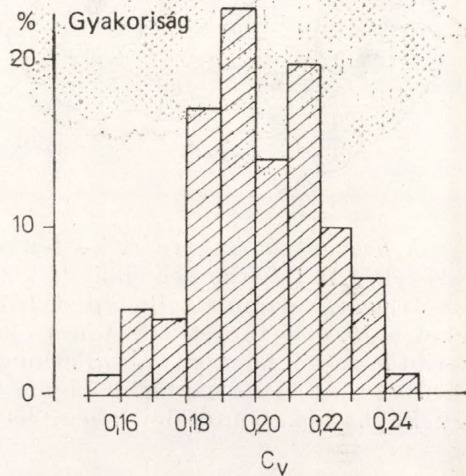
trendnek ne lenne jelentős mezőgazdasági, hidrológiai és egyéb hatása. Ezen túlmenően a trend ismerete az idősorok matematikai elemzéséhez is elengedhetetlenül szükséges. Ezt az 1. és 2. fejezetben írottakon felül a 7. ábra is bizonyítja: a csapadékból táplálkozó talajvíz autokorrelogramja lényeges torzulást szenved, ha az idősor elemeiből nem vonjuk le a trendet.

2. A második centrális momentum – a szórás

A csapadék tekintetében a matematikából jól ismert négyzetes szórás fogalmát mind az időbeli, mind a térbeli változékonyság leírására felhasználhatjuk. Mivel a havi és évi csapadékösszegek kis területen belül is lényeges



7. ábra: A csapadékból táplálkozó talajvíz autokorrelogramja az eredeti (1) és a trend levonásával (2) kapott idősorból számítva (Rétházi, 1979)



8. ábra: 221 állomás 1930 és 1975 között mért évi csapadékösszegeinek variációs tényezőjére szerkesztett hisztogram

eltérést mutatnak, a változékonyságot a szórás (s) és az átlag (C) hányadosával definiált variációs tényezővel (C_v) fogjuk jellemezni.

Az évi (havi) csapadékösszegek variációs tényezőjét a

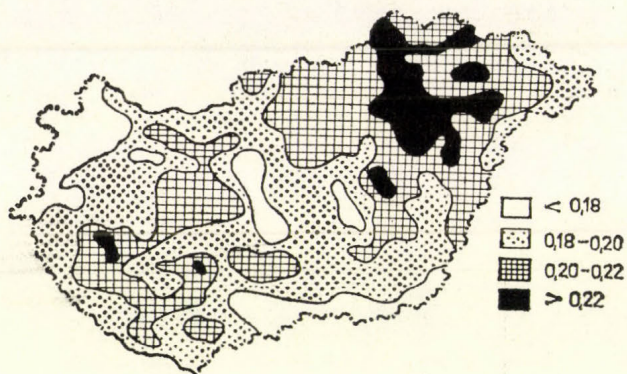
$$C_v = \frac{s \sqrt{1 - r^2}}{C} \quad (5)$$

kifejezésből célszerű számítanunk, ahol r az idősor regressziós egyeneséhez (a trendhez) tartozó korrelációs együttható. (Figyelembevétele inkább csak elméleti szempontból indokolt, mert 40–50. évi idősorokra az így nyert korrekció ritkán nagyobb 0,008-nél).

A vizsgált 221 állomás 1930–1975. évi csapadékösszegeire számított variációs tényezők hisztogramját a 8. ábra tünteti fel. Az átlag 0,198, a két szélső érték 0,149 és 0,246 volt. (Összehasonlításul: 150 állomás 1901–1975. évi idősorára az átlag 0,194, a szélső értékek 0,151 és 0,245).

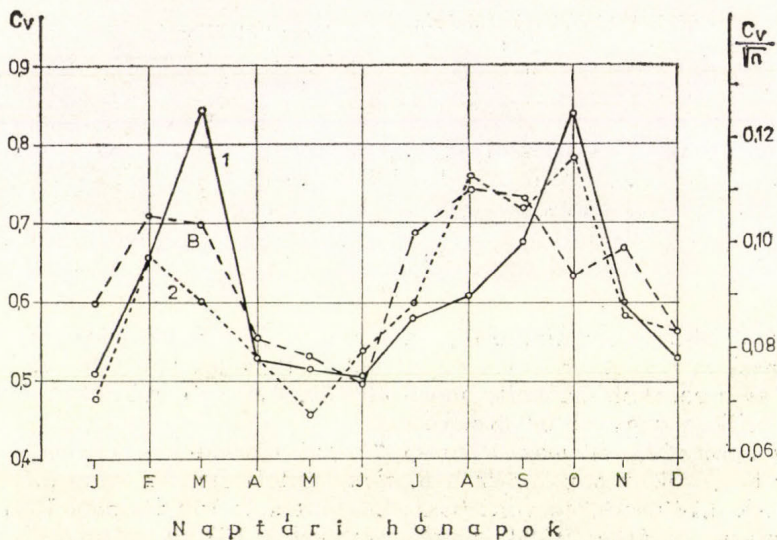
A C_v -érték klimatológiai jellemző. Koflanovits (1977) számításai szerint az 1871–1970. évi összegek variációs tényezője Európa nagy részén 0,16–0,23,

Dél-Európában 0,23–0,26, a Brit-szigeteken 0,11–0,13. Az általa vizsgált 30 állomás átlagára a magyarországihoz hasonló érték, 0,19 adódott. Kérdés ezek után, van-e nálunk is valamiféle szabályosság a C_v -értékek területi eloszlásában. A 9. ábra szerint az évi csapadékösszegek időszora az ország ÉK-i részén a legszeszélyesebb, ezt a tőle DNY-ra eső terület és a Dunántúl középső része követi.



9. ábra: Az évi csapadékösszegek variációs tényezőjének területi eloszlása

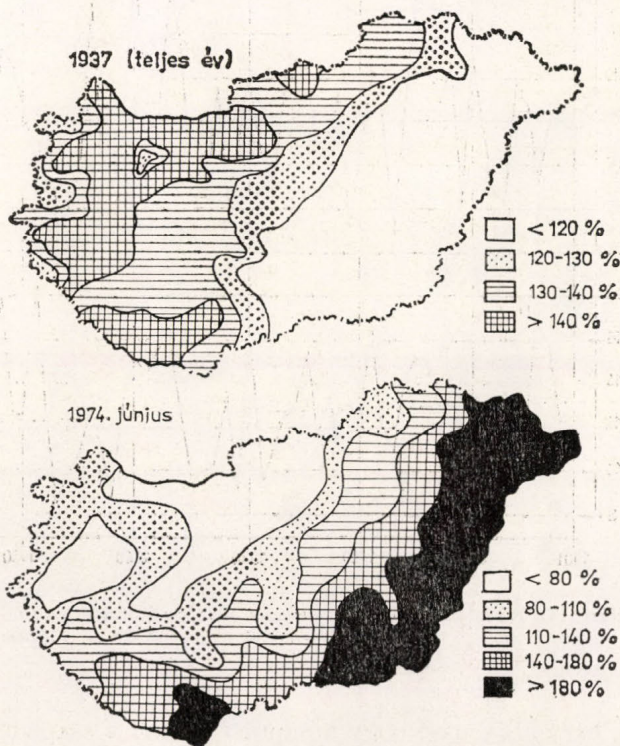
A havi csapadékok variációs tényezője lényegesen nagyobb, mint az évi összegeké. Az 1. fejezetben említett két terület 5–5 állomására kapott C -értékek átlagát, valamint a Budapest 1871–1960 évi idősrából számított értékeket a 10. ábra tünteti fel. Amint ebből megállapítható, C_v bimodális görbe szerint hónapról hónapra változik: minimális értéke 0,45, maximális értéke 0,85 körül van. Az egyes naptári hónapok csapadékösszegének változékonyságáról úgy kaphatunk pontosabb képet, ha figyelembe vesszük, hogy a szórás a



10. ábra. A havi csapadékösszegek variációs tényezője az ország két körzetére: (1) és (2) az 1930–1975 évi időszakból, B Budapestre az 1871–1960 évi időszakból

trendnek is függvénye (a kettő közötti kapcsolatot az 1. és 2. jelű területen $r = 0,65$ és $0,62$ jellemzi); ez a korrekció azt eredményezi, hogy az őszi maximum október helyett szeptemberre esik.

Az 1. ábra szerint az évi csapadékösszegek variációs tényezője egy-két évtized alatt, tehát *igen gyorsan állandósul* (az elmúlt 35 év alatt pl. mindössze $0,009$ -et változott). Összhangban van ezzel az a körülmény is, hogy C_v 46



11. ábra: Két példa a csapadék területi eloszlására

és 75 évre kapott átlagai, valamint szélső értékei majdnem azonosak. Mivel az átlag megbízhatóságának relatív értéke

$$\frac{s}{C\sqrt{n}}$$

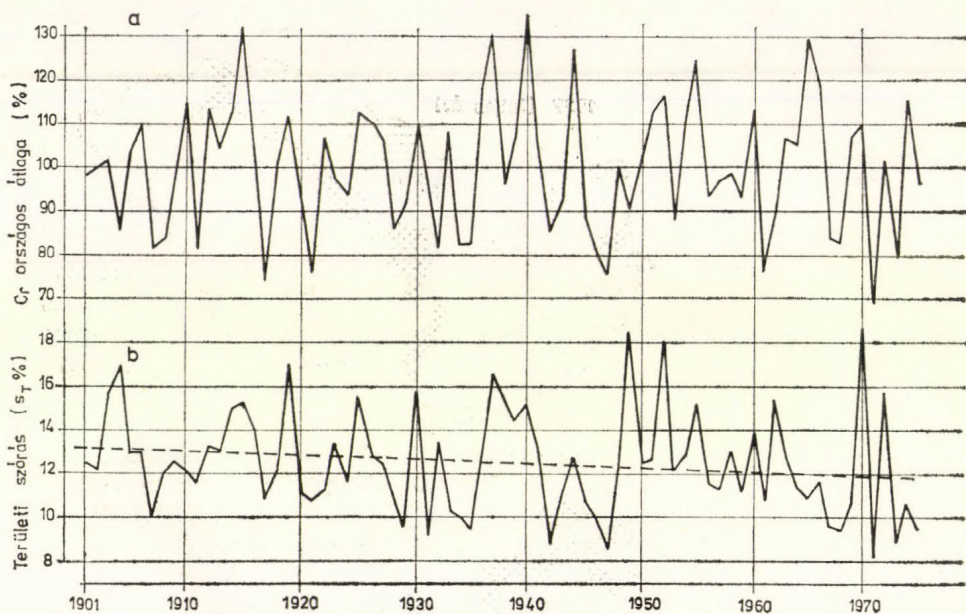
és $s/\bar{C} = C_v \cong \text{const}$, az egyszeres szórásnak megfelelő hiba az évek számának reciprokából vont négyzetgyökkel arányosan csökken.

A korábban említett két terület havi átlagos csapadékösszegeinek relatív megbízhatósága a 10. ábra jobb oldalán elhelyezett léptéken olvasható le.

Egy-egy naptári évben a különböző állomásokon mért csapadékösszegek átlaga körüli szórás a területi eloszlás mérőszámának tekinthető. Az éghajlat és domborzat okozta különbségeket úgy küszöbölhetjük ki, hogy az évi csapadékösszeget a sokévi átlag százalékában fejezzük ki (relatív csapadékösszeg, C_r). Az így készült 11. ábra azt bizonyítja, hogy egy-egy évben a területi változékonyság mértéke milyen nagy lehet, másrészt arra ad magyarázatot, hogy

az 1974. évi zöldrár miatt csak a Körösökön jelentkezett. (Az utóbbi esetben a viszonyítási alap természetesen a sokévi júniusi átlag volt.)

A 12. ábra a vizsgált 150 állomás évi relatív csapadékösszegeinek és a területi szórásnak 1901–1975. évi idősorát mutatja be. Bár az átlag nem felel meg pontosan – az egyébként is nehezen definiálható – országos átlag-



12. ábra: Az évi relatív csapadékösszegek országos átlagának (a) és ezek területi szórásának (b) idősora 150 állomás adatai alapján

nak, arra alkalmas, hogy a naptári éveket a csapadékoság szerint rangsoroljuk. A négy legcsapadékosabb és a négy legszárazabb év a következő volt:

1940 ($134,5 \pm 15,3\%$),	1971 ($68,8 \pm 8,1\%$),
1915 ($132,0 \pm 15,3\%$),	1917 ($73,9 \pm 10,9\%$),
1937 ($130,2 \pm 16,6\%$),	1921 ($76,1 \pm 10,8\%$),
1965 ($128,8 \pm 10,9\%$),	1947 ($76,2 \pm 8,7\%$).

Az átlagok mellett feltüntetett területi szórás arról ad számszerű értéket, milyen mértékben jellemezte az ország *egészét* a szóban forgó jelenség.

A területi szórás 8,14 és 18,73% között változott. Átlagos értéke 12,48%, ami variációs tényezőben kifejezve $C_{VT} = 0,125$ -nek felel meg; mivel ugyan ezen időszakra az évi csapadékösszegek variációs tényezője $C_V = 0,194$ volt, a kettő aránya 1:1,6.

A területi szórás annál nagyobb, minél nagyobb a relatív csapadékösszegek átlaga; a kettő közötti kapcsolatot az

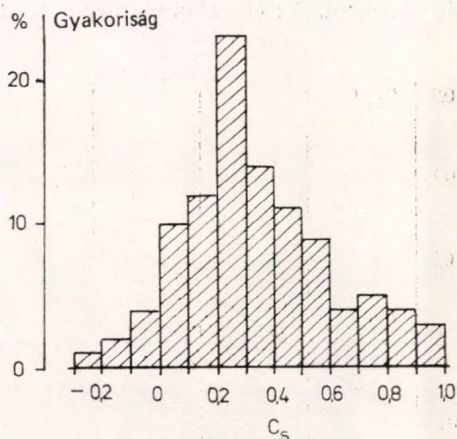
$$s_T = -0,00102 \bar{C}_r^2 + 0,29 \bar{C}_r - 6,11 \quad (6)$$

alakú egyenlet írja le (a totális korrelációs együttható $R = 0,53$).

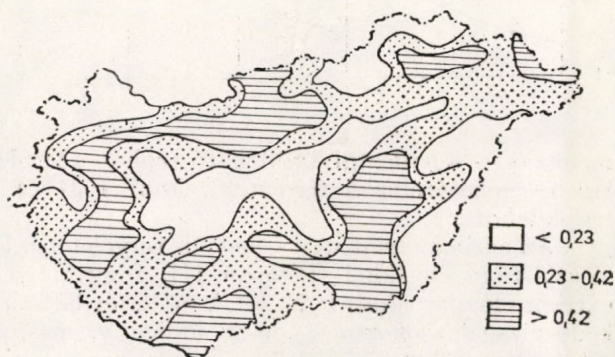
A területi szórások trendje negatív, pontosabban az idővel (t év) a következő kifejezés szerint csökken:

$$s_T = -0,0173 t + 13,15, \quad (7)$$

ami azt jelenti, hogy 75 év alatt 10% nagyságrendű, a szó klasszikus értelmében vett regresszió következett be.



13. ábra: Az 1930 és 1975 között 102 állomáson mért évi csapadékösszegek ferdeségi együtthatójának hisztogramja



14. ábra: Az 1930 és 1975 között mért évi csapadékösszegek ferdeségi együtthatójának területi eloszlása

3. A harmadik centrális momentum – a ferdeségi együttható

Az eloszlások aszimmetriájának egyik leggyakrabban használt mérőszáma a

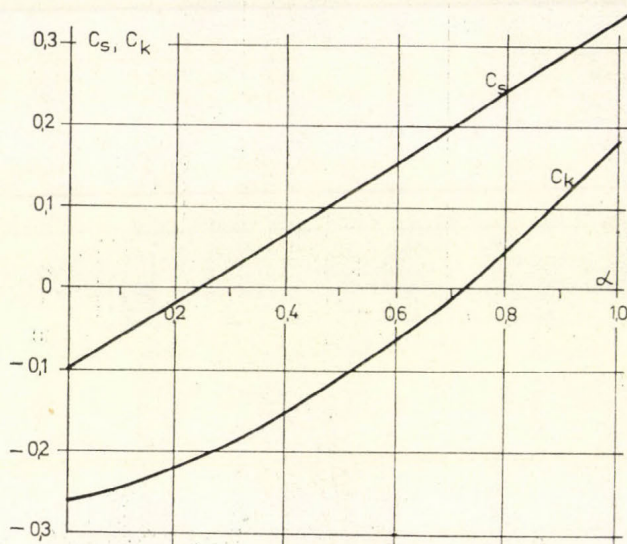
$$C_s = \frac{n \sum (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)s^3} \quad (8)$$

kifejezéssel definiált ferdeségi együttható. (Pozitív előjele a nagy számok irányába elnyúló eloszlásra utal és megfordítva.)

Természetes adat- és idősorokra a ferdeségi együttható általában zérustól különböző érték, különösen akkor, ha az elemek által képviselt mennyiségnek egyik irányban *fizikai korlátja* van. Ezzel a jelenséggel állunk szemben a csa-

padék esetében is: a havi csapadékösszeg lehetséges alsó határa zérus (*elvileg* az évi összegé is, ezt azonban — mint irreális lehetőséget — C_s csak lényegesen kisebb mértékben érzékeli).

A 13. ábra 102 állomás 1930–1975. évi csapadékösszegeire kapott C_s -értékek hisztogramját tünteti fel. Az átlag 0,344, a két szélső érték 0,981 és -0,213 volt. A területi eloszlást (14. ábra) tanulmányozva nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy C_s gyakorlatilag független az éghajlati és domborzati tényezőktől. Az eloszlás bizonyos fokig véletlen jellegű, mert — a bizonyítást



15. ábra: Az izsáki állomás 1930 és 1975 között mért évi csapadékösszegeinek ferdeségi és lapultsági együtthatója az α kitevő függvényében

mellőzve — a ferdeségi együttható azokon a területeken nagy (és ezek viszonylag jól lehatárolható területek), ahol 1937 és 1940 adta a maximális évi csapadékot.

Az aszimmetriát úgy vehetjük figyelembe, hogy az idősort erre alkalmas eloszlásfüggvényekkel (Pearson III. függvénnyel stb., szélső értékek esetén extrém eloszlásokkal) írjuk le. A módszer hátránya az — elsősorban az illeszkedésvizsgálat okozta — nagy időigény, másrészt az, hogy a konfidenciaintervallumok nem számíthatók. Szerencsés esetben az aszimmetria úgy is eltüntethető, hogy az elemek négyzetgyökeiből vagy logaritmusából képezünk idősort.

A következőkben olyan numerikus módszert használunk fel, amellyel C_s tetszőleges pontossággal közelíthető zérushoz (Rétháti, 1979). Az eljárás lényege, hogy az idősor minden elemét α -adik hatványra emeljük; a transzformált sor C_{sz} ferdeségi együtthatója α következő függvénye (15. ábra):

$$C_s = \left(1 - \frac{\alpha}{\alpha_{kr}}\right) C_{sL} e^{m\alpha}, \quad (9)$$

ahol C_{sL} a logaritmikusan ferdeségi együtthatója, m a sor statisztikai szerkezetétől függő állandó, α_{kr} pedig az a kitevő, amely mellett $C_{sz} = 0$. Utóbbi — a levezetést mellőzve — a következőképpen határozható meg. A sor elemeinek négyzetgyökét, ill. logaritmusát véve kiszámítjuk az ezekhez

tartozó C_{sg} -t (a négyzetgyökös sor ferdeségi együtthatóját) és C_{sL} -et. A kritikus kivevő az

$$\alpha_{kr} = 0,5 \pm \sqrt{\frac{A + 1}{4A}} \quad (10)$$

kifejezésből számítható, ahol

$$A = \frac{C_{sg}^2}{C_s \cdot C_{sL}} - 1. \quad (11)$$

(A (10) egyenletből számított két gyök közül a valót a három ferdeségi együttható előjelei alapján kell kiválasztanunk.)

Az előzőekben ismertetett transzformációt a vizsgált 102 állomásra elvégezve az új sorok ferdeségi együtthatójának abszolút értékeire átlagosan $C_s = 0,00052$ adódott. Az m állandó 0,111 és $-0,133$ közé esik, átlaga $-0,012$.

Vizsgáljuk meg, mennyivel pontosabban számítható a maximális csapadékösszeg a transzformált idősorból, mint az eredeti ferde idősorból. Az eredeti idősorhoz rendelt normális eloszlásból számított és a 46 év alatt ténylegesen észlelt maximum közötti d eltérések átlaga a 102 állomásra $-46,5$ mm volt, a transzformált sorból számított és a tényleges értékek átlagos különbsége csak $-16,7$ mm (abszolút értékekben 52,2 és 32,2 mm). Helyesebben járunk el, ha ezeket az eltéréseket az

$$E_s = 100 \frac{F_1 - F_t}{s}, \text{ ill. az } E_x = 100 \frac{F_x - F_t}{s} \quad (12)$$

hányadosokkal jellemezzük, ahol s az eredeti idősor szórása, F_1 az eredeti (normális eloszlásúnak vett) sorból, F_x a transzformált sorból számított maximum, F_t pedig a tényleges érték.

E_1 és C_s abszolút értékei között szoros összefüggés van:

$$|E_1| = 22,5 |C_s| + 0,297 \quad (r = 0,81), \quad (13)$$

ami azt jelenti, hogy a ferdeség elhanyagolásával kapott hiba C_s -sel lineárisan nő. Annak eldöntésére, hogy $|C_s|$ milyen értékeinél célszerű a transzformált sorra áttérni, kapcsolatot kell meghatároznunk az $|E_1| - |E_x|$ különbség és $|C_s|$ között. A vizsgált 102 állomás megfelelő adatpárjaira végzett korrelációs számítás szerint

$$|E_1| - |E_x| = 12,9 |C_s| - 1,375 \quad (r = 0,70), \quad (14)$$

ami azt jelenti, hogy minden olyan esetben célszerű a javasolt transzformációt elvégezni, amikor $|C_s| > 0,107$.

A javasolt módszer a *havi csapadékösszegek* vizsgálatára is felhasználható. A Budapest 1871–1960. évi idősorára elvégzett számítások alapján (*I. táblázat*) a következőket állapíthatjuk meg:

a) Az eredeti sorok ferdeségi együtthatója minden hónapra pozitív, átlaguk (0,988) lényegesen nagyobb, mint a korábban vizsgált 102 állomás évi csapadékösszegeire kapott érték.

b) A $C_s = f(x)$ függvények görbületét jellemző $|m|$ -érték nagyobb az évi csapadékösszegekre kapott értéknél.

c) A transzformáció segítségével a ferdeségi együtthatóra kapott abszolút értékek átlaga itt is igen kicsi (0,0099).

d) A ténylegesen észlelt maximumtól való eltérések átlaga az eredeti sor-

I. TÁBLÁZAT

A havi csapadékösszegek aszimmetriájának eltüntetése α -transzformációval (Budapest 1871/1960. évi időszora alapján)

Hó	Trend mm/év	α_{kr}	m	C_k , ha $\alpha =$		C_s , ha $\alpha =$		Maximum, ha $\alpha =$			d , ha $\alpha =$	
				1	α_{kr}^*	1	α_{kr}	1	α_{kr}	észlelt	1	α_{kr}
I.	0,09	0,41	-0,144	0,838	3 388	0,580	-0,397	88	101	116	-28	-15
II.	0,19	0,52	-0,639	0,945	12 412	1,458	-0,294	88	102	131	-43	-29
III.	-0,15	0,41	-0,477	1,231	22 083	1,853	0,104	104	121	155	-51	-34
IV.	-0,23	0,60	-0,449	0,486	-8 590	-0,267	-0,510	116	126	143	-27	-17
V.	-0,09	0,49	-0,156	0,694	277	0,429	-0,282	146	161	195	-49	-34
VI.	0,02	0,44	-0,358	1,026	9 195	1,732	0,595	148	162	211	-63	-49
VII.	-0,01	0,34	-0,012	1,213	4 485	1,990	-0,285	130	154	191	-61	-37
VIII.	-0,03	0,18	0,162	2,541	38 590	10,913	0,687	126	147	263	-137	-116
IX.	-0,32	0,47	-0,819	1,072	15 973	1,350	-0,134	117	136	176	-59	-40
X.	-0,14	0,68	-0,442	0,404	-1 211	-0,681	-0,753	133	145	151	-18	-6
XI.	0,19	0,45	-0,262	0,718	-562	-0,205	-0,636	137	159	161	-24	-2
XII.	-0,04	0,44	-0,323	0,691	1 978	-0,126	-0,405	109	123	125	-16	-2

* 10^6 -nal szorzott értékek

Átlag: -48 -32

ból számítva -48 mm, a transzformált sorból számítva -32 mm. Ezeket a viszonylag nagy eltéréseket mindkét esetben az augusztus hónap idézi elő; ez annak a következménye, hogy 1955-ben 263 mm-t mértek, ami a — transzformált sorból számítva — 964 éves visszatérési időnek felel meg.

4. A negyedik centrális momentum — a lapultsági együttható

A negyedik centrális momentumból a

$$C_k = \frac{n^2 \sum (x_i - \bar{x})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)s^4} - 3 \quad (15)$$

kifejezésből számított ún. lapultsági együttható arról tájékoztat, hogy a normális eloszlás sűrűségfüggvényéhez viszonyítva a vizsgált függvény lapult vagy csúcsos-e (és milyen mértékben).

A vizsgált 102 állomásra kapott C_k -értékek közül 36 pozitív, 66 negatív; átlaguk 0,064, az abszolút értékek átlaga 0,482. A transzformált idősorok C_k -értéke közül már csak 20 pozitív, az abszolút értékek átlaga pedig 0,440-re csökkent. Ez utóbbi azt jelenti, hogy a transzformáció a lapultsági együttható abszolút értékét gyakorlatilag nem csökkenti. Ennek okára a 15. ábra ad magyarázatot: C_k minimumának helye nem esik egybe C_s zérushelyével. Ez a körülmény a gyakorlatban nem okoz semmiféle nehézséget, mert a lapultságnak az idősorok elemzésében csak másodlagos szerepe van, másrészt mert C_k — mint a kiugró értékekre igen érzékeny jellemző — nem ad megbízható képet a rövid idősorok statisztikai szerkezetéről.

5. Következtetések

A meteorológiai idősorok általános esetben három összetevőre bonthatók, ezek: a trend, a periodicitás és sztochasztikus komponensek. Az egyes összetevők fizikai — matematikai tulajdonságaiból következik, hogy a 20–30 évi és ennél hosszabb idősorok várható értékének (az első momentumnak) a változékonyságát elsődlegesen a trend idézi elő.

221 hazai állomás 1930–1975 évi trendjére az átlag $-0,374 \pm 1,099$. Ez az érték 99,9%-os szignifikancia-szinten is különbözik zérustól, ugyan-

akkor az állomásokat egyedileg vizsgálva mindössze 4–5%-ukra mondható el ugyanez, és a területi eloszlás is szeszélyes. (Közrejátszhat ebben az is, hogy az észlelést hibák terhelik, a vizsgált időszak pedig rövid.)

A regressziós egyenes két végpontján értelmezett csapadékösszegek összehasonlításából évi csapadékok esetén a területi eloszlás trendjére (4. ábra), havi csapadékok esetén az éghajlat jellegének időszakos változására (6. ábra) következtethetünk. Az utóbbi jelenség egy P_s ; C_v^m -koordinátarendszerben tanulmányozható, ahol P_s a IV–IX. havi csapadékhányad, C_v^m a (3) képlettel definiált, az éven belüli eloszlás egyenletességére utaló jellemző.

A vizsgált időszak hosszának növekedésével a trend abszolút értéke és területi értelemben vett szórása csökken (2. ábra). Időszakos jellege ellenére mégis számolnunk kell vele, mert a) egy-két évtizedig érvényesülő hatása mezőgazdasági, hidrológiai stb. szempontból jelentős lehet, b) a szórás (variációs tényező) számítása csak a trend figyelembevételével reális [(5) képlet], c) elhanyagolása eltorzíthatja az autokorrelogramot (7. ábra), illetve az ebből levezetett spektrum-függvényt.

A második centrális momentumból (a szórásból) számított C_v variációs tényező a korábbi vizsgálatok (Péczeley, Koflanovits) szerint klimatológiai jellemző. Átlaga és területi szórása a vizsgált 46 évre $0,198 \pm 0,018$ (8. ábra). Nagysága – az átlaggal ellentétben – 20–30 év alatt közel állandó lesz (1. ábra), így az átlag becslésében elkövetett hiba az eltelt évek négyzetgyökének reciprokával vehető arányosnak.

A területi átlagot és szórását a sokévi átlag %-ában kifejezett, ún. relatív csapadékösszegek idősorán célszerű tanulmányoznunk (12. ábra). A területi szórásról megállapítható, hogy nagysága 1901-től napjainkig mintegy 10%-kal csökkent. A belőle képezett C_{VT} variációs tényező 64%-a az évi csapadékösszegek variációs tényezőjének.

Az évi csapadékösszegek C_s ferdeségi együtthatójának átlagára 0,344-et kaptunk; nagy értékei elsősorban ott vannak, ahol a statisztikailag „előresiető” 1937. és 1940. év adta a vizsgált időszak maximumát. Az aszimmetriát célszerű a (9), (10) és (11) egyenletekkel leírt α -transzformáció segítségével eltüntetni; a várható szélső értékek prognózisát így minden olyan esetben pontosabbá tehetjük, amikor $|C_s| > 0,1$. A lapultsági együttható a transzformáció után sem lesz zérus, mert C_s és C_k zérushelye nem esik egybe (15. ábra).

A cikkben ismertetett módszerek értelemszerűen más meteorológiai elemek idő- és adatsorának elemzéséhez is felhasználhatók.

IRODALOM

- CLINO (1971): – Climatological normals for climat and climat ship stations for the period 1931–1960. World Meteorological Organization, Genf.
- A. Koflanovits E. 1977: A csapadékmennyiség változékonyságának elemzése Közép-Európában, Az Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai, 42. sz. Budapest.
- Oross G. – Vas Z. 1978: A Föld évi csapadékának trendjellegű változása. *Időjárás*, 3. sz., 130–136.
- Péczeley Gy. 1974: A Statistical Investigation on the Secular Precipitation Series of Hungary. *Acta Climatologica* (Szeged), tom. XIII., fasc. 1–4.
- Rétháti L. 1979: The role of trend in the evaluation of ground water time series. *Acta Technica*.
- Rétháti L. 1979: Ferde eloszlású adatsorok szimmetrikussá tétele hatványozással. *Alkalmazott Matematikai Lapok* (sajtó alatt).

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 5. szám, 1980. szeptember—október
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 5. Sept—Oct 1980. Budapest

A diffúzió-egyenlet numerikus megoldása gáznemű légszennyező anyagok esetén

IVÁNYI ZSUZSANNA, MERSICH IVÁN, *Központi Meteorológiai Intézet, H-1525 Budapest, Pf. 38*

Numerical solution of diffusion equation for gaseous air-pollutants. The solution of turbulent diffusion equation is presented using the method of finite differences. The vertical coordinate had been transformed into a new one following the terrain. This way the equation applied here is capable for the investigation of the diffusion of air-pollutants including topography. The input meteorological data had been determined by a one-dimensional version of a planetary boundary layer model. The results of the calculation have shown, that the transport and dilution of air-pollutants are mostly governed by the temperature-profile in the case of unstable stratification and the vertical wind-shear in the case of stable situation.

✱

A diffúzió-egyenlet megoldása gáznemű légszennyező anyagok esetén. A szerzők a turbulens-diffúziós egyenlet véges különbségi módszerrel történő megoldását mutatják be. A vertikális koordinátát a felszíni egyenetlenségeket követő rendszerbe transzformálták, így az egyenlet alkalmas orografikus hatás alatt álló területek szennyezettségi viszonyainak vizsgálatára is. A számításokhoz szükséges bemenő meteorológiai adatok egy planetáris határréteg modell egy-dimenziós változatának megoldásaként kerültek meghatározásra. A különböző hőmérséklet- és szélesség-profilok függvényében végrehajtott számítások azt mutatják, hogy a szennyezőanyagok terjedését és hígulását labilis légrétegződés esetében a hőmérséklet profil, stabilis légrétegződés esetében pedig elsősorban a szélnyírás határozza meg.

✱

Bevezetés. A turbulens diffúzió egyenlete leírja a szennyezőanyag tér-és időbeli változását a légkörben. Lagrange-koordináta rendszerben az egyenlet egyszerű megoldását nyerhetjük a koncentráció Gauss-eloszlásának feltételezésével. A kapott formula alapvetően statisztikai közelítése a problémának és nem teszi lehetővé a szennyezőanyag terjedése szempontjából legfontosabb meteorológiai paraméterek (turbulens-diffúziós együttható, szélesség) mágasság szerinti változásának figyelembevételét.

A diffúzió-egyenlet analitikus megoldásai reálisan figyelembe veszik a meteorológiai elemeket, de a megoldás az Euler-rendszerben csak speciális esetekre ismert. Ezekben az esetekben problémát jelent a turbulens-diffúziós együttható és a szélesség analitikus formában történő megoldása.

Az Euler-rendszerben történő numerikus megoldás ugyanolyan előnyös tulajdonságú, mint az analitikus megoldás. Ezenkívül lehetővé teszi a légkör vertikális szerkezetének részletesebb leírását.

Dolgozatunkban a turbulens diffúziós egyenlet véges különbségi módszerrel történő megoldásának lépéseit ismertetjük. Utalunk a számítások során az egyenetlen felszín következtében felmerülő problémákra, végül bemutatjuk a modellel végzett számítások eredményeit.

1. A modell leírása

1.1. *A diffúziós egyenlet.* A tömegmegmaradási egyenlet általános alakjából indulunk ki, amelyet a szennyezőanyag koncentrációra írunk fel:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j}(v_j C) = -\frac{\partial}{\partial x_i} J_i + I(x_i, t), \quad (1)$$

ahol C — a szennyezőanyag koncentrációja; kg/m^3
 v_i — a szélsébség vektor i -edik komponense; m/s
 t — az idő; s
 x_i — az i -edik Descartes-koordináta; m

$J_i = -D \frac{\partial C}{\partial x_i}$ az i irányban a molekuláris diffúzió által előidézett szennyezőanyag-áram; $\text{kg/m}^2\text{s}$
 D — a molekuláris diffúziós együttható; m^2/s
 I — a szennyező forrásokat és nyelőket jellemző függvény; $\text{kg/m}^3\text{s}$

Az I függvényben elkülönítjük a forrásokat (Q_f) és nyelőket (Q_{ny}). Utóbbit a kimosódás, ülepedés határozza meg. Első közelítésben a koncentráció és egy τ idő hányadosaként adhatjuk meg:

$$Q_{ny} = -C/\tau$$

A τ idő pl. sugárzó anyagok esetén a felezési időnek felel meg.

A fentieket behelyettesítve (1) egyenletünkbe, valamint feltételezve, hogy D térben és időben állandó, kapjuk:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(v_i C) = D \frac{\partial^2 C}{\partial x_i^2} + Q_f(x_i, t) - C/\tau \quad (2)$$

A légköri mozgások turbulens jellege miatt a koncentrációt és a szélsébséget átlagra és fluktuációra bonthatjuk:

$$C = \bar{C} + C'; \quad \mathbf{V} = \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}'$$

Behelyettesítve (2)-be, és elvégezve a megfelelő műveleteket, az alábbi összefüggésre jutunk:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{v}_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \bar{v}_i' C' + D \frac{\partial^2 \bar{C}}{\partial x_i^2} + Q_f(x_i, t) - \bar{C}/\tau \quad (3)$$

Egyetlen új tagunkban a $\bar{v}_i' C'$ mennyiség a turbulens szennyezőanyag áramot jellemzi az i -irányban. Ez az áram általában nagyságrendekkel nagyobb

mint a molekuláris okokból fellépő szennyezőanyag áram $\left(\bar{v}_i' C' \gg D \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} \right)$.

A molekuláris diffúziót elhanyagolva, valamint hasonlóság-elmélet feltételezéseit használva (3)-ból nyerjük modellünk alapegyenletét:

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + v_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_{xi} \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_i} \right] + Q_f(x_i, t) - \bar{C}/\tau \quad (4)$$

ahol K_{xi} – az i irányú turbulens diffúziós együttható; m^2/s .

Általános körülményekre alkalmazható modell kifejlesztésére törekedve, számolnunk kell az egyenetlen felszín esetén fellépő nehézségekkel. A felszíni egyenetlenség figyelembevételének legegyszerűbb módja az, hogy a domborzatot követő koordináta rendszerbe transzformáljuk egyenletünket. Legyen η az új vertikális koordináta:

$$\eta = \frac{H - z}{H - h(x, y)}$$

ahol H – a számítás során figyelembevett légréteg vastagsága; m ($H = 2500$ m)

h – a domborzat magassága; m

A transzformációt úgy hajtjuk végre, hogy az új (\hat{x}, \hat{y}, η) rendszer ortogonális maradjon. Ezt az eljárást kényszerortogonalizációnak nevezik. A (4) egyenlethől az alábbi összefüggésre jutunk:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + v_i \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{x}_i} = \frac{1}{H-h} \left\{ \frac{\partial}{\partial \hat{x}} \left[(H-h) K_{\hat{x}} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{x}} \right] + \frac{\partial}{\partial \hat{y}} \left[(H-h) K_{\hat{y}} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{y}} \right] + \right. \\ \left. + \frac{1}{H-h} \frac{\partial}{\partial \eta} \left[K_{\eta} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \eta} \right] + Q_f(\hat{x}_i, t) - \bar{C}/\tau \right\} \quad (5) \end{aligned}$$

A numerikus megoldás során nehézséget jelent az alsó légréteg megfelelő felbontása és a számítástechnikai kapacitás összehangolása. Az alsó légréteg felfelé csökkenő rácestávolságú felbontása céljából egy újabb koordináta transzformációt vezetünk be.

Legyen az új vertikális koordináta ξ , és így ortogonális rendszerünk (\hat{x}, \hat{y}, ξ) . A vertikális koordinátát implicit módon adjuk meg:

$$\eta = \sin(\pi/2\xi)$$

Egyenletünk végleges alakja a következő:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{x}} - \bar{v} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{y}} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \xi} + \frac{1}{H-h} \left\{ \frac{\partial}{\partial \hat{x}} \left[(H-h) K_{\hat{x}} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{x}} \right] + \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial \hat{y}} \left[(H-h) K_{\hat{y}} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \hat{y}} \right] + \frac{4}{(H-h) \pi^2 \cos(\pi/2\xi)} \frac{\partial}{\partial \xi} \left[K_{\xi} \frac{1}{\cos(\pi/2\xi)} \frac{\partial \bar{C}}{\partial \xi} \right] + \right. \\ \left. + Q_f(\hat{x}_i, t) - \bar{C}/\tau \right\} \quad (6) \end{aligned}$$

ahol \bar{u}, \bar{v} – a horizontális szélsébség komponensek; m/s

$\bar{\omega}$ – a vertikális sebesség a ξ rendszerben; m/s [$w = (h-H) \pi/2 \cdot \cos(\pi/2\xi) \omega$, ahol w a vertikális sebesség a z rendszerben].

A transzformáció alkalmazása következtében a diffúziós egyenlet bonyolultabbá vált, de ugyanakkor a transzformált egyenlet lehetőséget ad az áramlási mező alsó határfeltételeinek egyszerű megadására.

1.2. *A turbulens kicserélődési tényező.* Az egyenlet megoldásához meg kell adnunk a turbulens kicserélődési együtthatókat. Vertikális irányban a keveredési úthossz felhasználásával zárjuk le az egyenletet:

$$K_{\xi} = l^2 \frac{2}{(H-h) \pi \cos(\pi/2 \xi)} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \xi} \quad (7)$$

Feltesszük továbbá, hogy a turbulencia jó közelítéssel izotróp, azaz a horizontális és vertikális kicserélődési tényezők parametrizálása hasonló módon történik. Teljes izotrópia esetén a Reynolds-féle feszültségtenzor szimmetrikus, amely egy gömbbel reprezentálható. Jelen esetben ez a feszültségi felület nem gömb, hanem elipszoid. Az elipszoidnak a gömbtől való eltérése jelenti az izotrópiától való eltérést, és ezzel fejezzük ki a horizontális kicserélődési együtthatókat a vertikális kicserélődés függvényében.

Ezt figyelembe véve, *Kurz* (1977) alapján bevezetünk egy C_h tényezőt, amely a légkör stabilitásától függő állandó. Így az alábbi kifejezések határozzák meg a horizontális turbulens kicserélődési tényezőket:

$$K_{\tilde{x}} = C_h K_{\xi}; \quad K_{\tilde{y}} = C_h K_{\xi}$$

Semleges légrétegződés esetén: $C_h = 2,2$

Stabilis légrétegződés esetén: $C_h = 5,0$

A vertikális kicserélődési együttható meghatározásánál a *Blackadar* által javasolt keveredési úthossz-feltételt alkalmazzuk. Semleges légrétegződést feltételezve a keveredési úthossz így írható fel:

$$l_a = (H-h) k \frac{1 - \sin(\pi/2 \xi)}{1 - \frac{(H-h) k [1 - \sin(\pi/2 \xi)]}{\lambda}} \quad (8)$$

ahol λ – aszimptotikus keveredési úthossz, amely a planetáris határreteg külső paramétereitől függ; m. Jelen esetben: $\lambda = 3 \cdot 10^{-4} |\mathbf{V}| f^{-1}$

k – a Kármán féle állandó

A termikus légrétegződés figyelembevételéhez a keveredési úthosszat *Monin – Obuhov* és *Ellison* nyomán módosítjuk:

$$l = l_a \Phi^{-1}$$

$$\begin{aligned} \text{ahol } \Phi &= 1 + 4,7 R_{if}, & \text{ha } R_{if} > 0 \\ \Phi &= 1, & \text{ha } R_{if} = 0 \\ \Phi &= (1 - 15 R_{if})^{-0,25}, & \text{ha } R_{if} < 0 \end{aligned} \quad (9)$$

ahol R_{if} – a Richardson féle fluxus szám

$$R_{if} = \frac{K_h}{K_m} \frac{g}{T_o} \frac{\partial \Theta / \partial \xi}{(\partial |\mathbf{V}| / \partial \xi)^2} \cos(\pi/2 \xi) \pi/2 \quad (10)$$

ahol Θ – a potenciális hőmérséklet, T_o – a referencia hőmérséklet,

K_h – a hőmennyiség, K_m az impulzus átvitelre vonatkozó kicserélődési együttható.

Mérések szerint a Prandtl-féle szám $Pr^{-1} = K_h/K_m$ magasság szerinti változása az alábbi módon közelíthető (Businger et al. 1971):

$$Pr^{-1} = 1,35 - 0,35 \frac{1 - \sin(\pi/2\xi)}{1 - \sin(\pi/2\xi_k)} \quad \xi > \xi_k \quad (11)$$

$$Pr^{-1} = 1 \quad \xi > \xi_k$$

A ξ_k egy a mérések alapján meghatározott magasság ($\xi_k = 1000$ m).

A fentieket összegezve (7, 8, 9, 10, 11 egyenletek):

$$K_m = \left[\frac{k \cdot [1 - \sin(\pi/2\xi)]}{1 - \frac{k \cdot (H-h) [1 - \sin(\pi/2\xi)]}{\lambda}} \cdot \frac{1}{\Phi} \right]^2 \frac{2(H-h)}{\pi \cos(\pi/2\xi)} \left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \xi} \right| \quad (12)$$

$$K_h = Pr^{-1} K_m$$

A passzív anyagok terjedése megegyezik a hő turbulens átvitelével és diffúziójával. Ezért a szennyezőanyagokra vonatkozó kicserélődés mértékét a hőmennyiség turbulens-diffúziós együtthatójával adjuk meg.

1.3. A diffúzió egyenlet megoldása; az egyenlet véges differenciákkal való közelítése. Az advektív tagokat gyengén „upstream” differenciákkal közelítjük az alábbiak szerint:

$$\begin{aligned} \frac{\partial a}{\partial x} \Big|_{i,j,k} &= \frac{1}{\Delta x} \left\{ a_{i+1/2, j, k} - a_{i-1/2, j, k} \right\}, \\ a_{i+1/2, j, k} &= \frac{1}{8} \left\{ 3 a_{i+1, j, k} + 6 a_{i, j, k} - a_{i-1, j, k} \right\}, \\ a_{i-1/2, j, k} &= \frac{1}{2} \left\{ a_{i, j, k} + a_{i-1, j, k} \right\}; \end{aligned}$$

összegezve a fentieket, kapjuk a differenciál véges közelítését:

$$\frac{\partial a}{\partial x} \Big|_{i,j,k} = \frac{1}{8\Delta x} \left\{ 3a_{i+1, j, k} + 2a_{i, j, k} - 5a_{i-1, j, k} \right\}$$

A diffúziós tagok diszkrétizálásánál centrális közelítést alkalmaztunk. Az időbeli közelítéshez az ún. Adam-Beshford módszert használtuk:

$$a^{t+\Delta t} = a^t + \left[1,5 \frac{\partial a}{\partial t} \Big|_t - 0,5 \frac{\partial a}{\partial t} \Big|_{t-\Delta t} \right] \cdot \Delta t$$

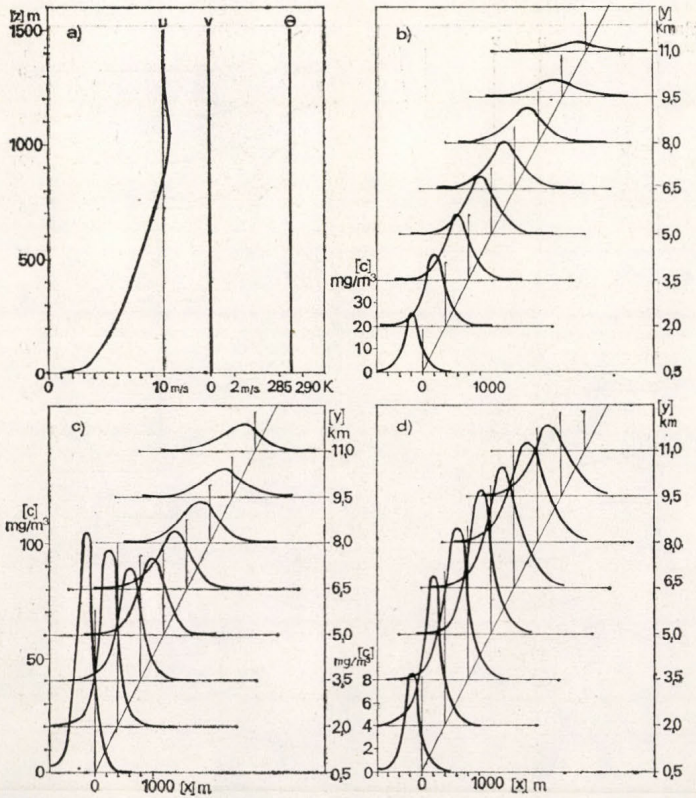
1.4. Határfeltételek: Az alsó határon és a számítási mező áramlással ellentétes irányú oldalán feltettük, hogy a koncentráció első deriváltja nullával egyenlő. A felső határon és az áramlással megegyező irányú oldalon a koncentráció mindig nulla.

1.5. Kezdeti feltételek: A szél (u, v, w) és a hőmérséklet mezőt jelen vizsgálatunkban előre adottnak és időben állandónak vettük. A meteorológiai

mezőket egy nem-hidrosztatikus, egydimenziós modell napi menetre vonatkozó stacionárius megoldásaként határoztuk meg.

A koncentráció mező kezdeti értékét is nullának vettük, amely egyben azt is jelenti, hogy nincs alapterhelés a vizsgált esetekben.

A kibocsátott szennyezőanyag mennyiségét időben állandónak tekintettük. A számítás során az emisszió értékét fokozatosan növeltük fel az adott értékre. Ennek oka az, hogy az emisszió gyors, hirtelen változása számítási instabilitást idézhet elő.



1. ábra: Adott meteorológiai helyzethez (a) tartozó szennyezőanyag koncentráció eloszlások a szennyező forrás feletti szintben (b), a szennyező forrás szintjében (c) és a szennyező forrás alatti szintben (d)

A számítási instabilitást az időlépcső megfelelő csökkentésével ki lehet küszöbölni, ez azonban jelentősen megnövelné a számítógépen a futási időt. Ehelyett a gazdaságos gépidőfelhasználást szem előtt tartva, a forrás erősségét 10 időlépcső alatt növeltük a fenti értékre.

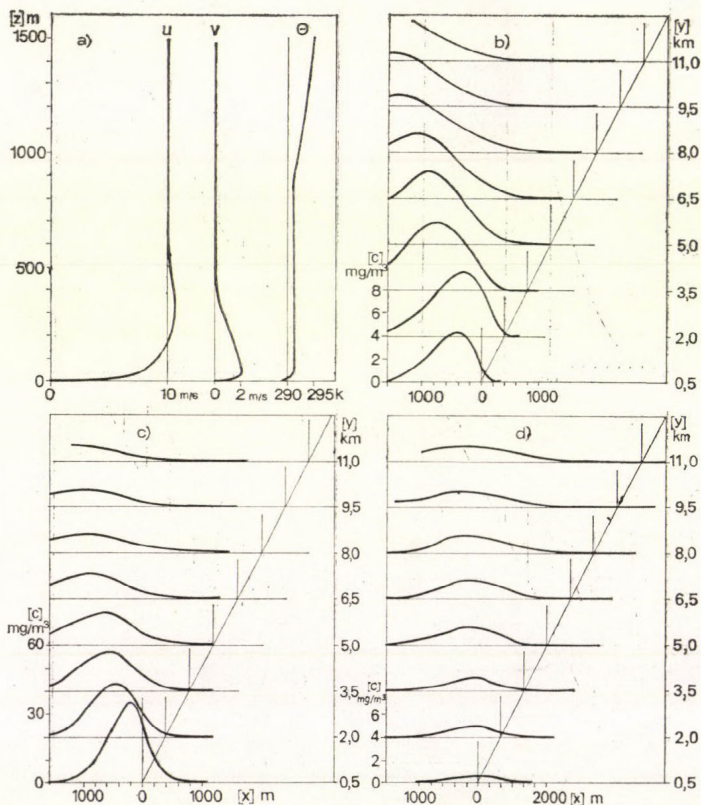
A diffúziós egyenlet numerikus integrálása során 10 s-os időlépcsőt alkalmaztunk. Ezen föltétel mellett a megoldás a 300. időlépcső után vált stabillá. A numerikus integrálás mérettartománya a következő volt: $15\,000\text{ m} \times 3000\text{ m} \times 1500\text{ m}$. Az egyes ráctávolságok: $dx = 500\text{ m}$, $dy = 100\text{ m}$, $d\xi = 1/11$.

Számításainkat a Központi Statisztikai Hivatal IBM 370/155 típusú

számítógépen hajtottuk végre. (Egy számítás átlagosan 10 perc CPU-t igényelt.)

2. A számítások eredményei

Számításaink célja az volt, hogy megvizsgáljuk, a turbulens-diffúziós egyenletből numerikus úton nyert megoldás milyen mértékben képes a szennyezőanyagok terjedésének és hígulásának leírására. Fiktív szennyező forrás



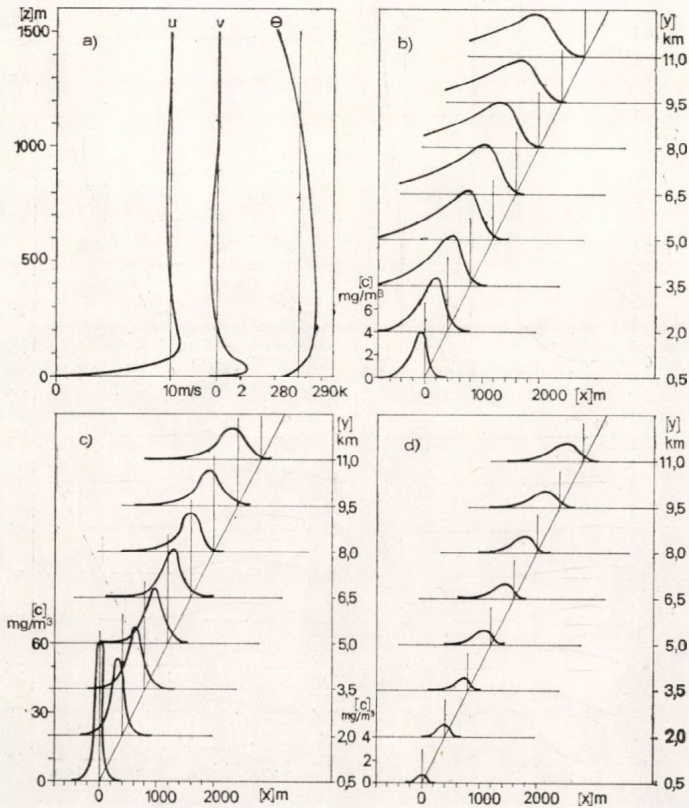
2. ábra: Adott meteorológiai helyzethez (a) tartozó szennyezőanyag koncentráció eloszlások a szennyező forrás feletti szintben (b), a szennyező forrás szintjében (c) és a szennyező forrás alatti szintben (d)

sokat tételeztünk fel és ezeknek a hatását vizsgáltuk meg különböző meteorológiai feltételek esetén. A meteorológiai helyzeteket úgy választottuk ki, hogy a felszín közelében a légköri stabilitás eseteit magukba foglalják. A számításaink során nyert koncentráció eloszlások közül az alábbi 3 szintre vonatkozó eredményeket mutattuk be:

Forrás szintje: (a numerikus séma 4. szintje): 136 m
 Forrás feletti szint (5. szint): 238 m
 Forrás alatti szint (3. szint): 60,7 m

A kibocsátott szennyező anyag mennyisége: 1,2 mg/m³/s.

Az 1. számú változatban ideális állapotot tételeztünk fel: a potenciális hőmérséklet a magassággal nem változik, az y irányú sebességösszetevő értéke nulla, az x irányú a magassággal kis mértékben növekszik (1/a ábra). Mindhárom szinten (1/b, 1/c, 1/d ábra) szimmetrikusak a koncentrációeloszlások, hiszen a szélsősebességnek nincs v összetevője. A legmagasabb koncentráció értékek a forrás szintjében alakulnak ki. A forrás feletti és alatti koncentrációkat összehasonlítva látható, hogy nagyobb mennyiségű szennyezőanyag jut az alsóbb légrétegekbe. Izentróp légkör esetében a diffú-



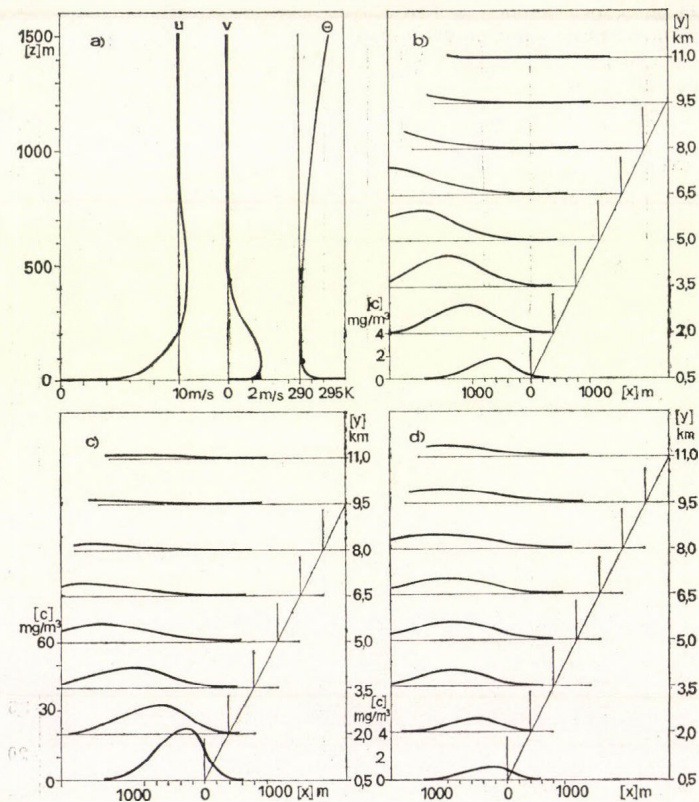
3. ábra: Adott meteorológiai helyzethez (a) tartozó szennyezőanyag koncentráció eloszlások a szennyező forrás feletti szintben (b), a szennyező forrás szintjében (c) és a szennyező forrás alatti szintben (d)

ziót alapvetően a szélnyírás határozza meg. Ezért nagyobb a szennyezőanyag koncentráció értéke a forrás alatt, mint felette, ahol a szélnyírás mértéke kisebb.

A 2. változatot jellemző meteorológiai adatokat a 2/a ábrán mutatjuk be. Ezt a változatot a felszín feletti stabilis, illetve izentróp rétegződés, valamint nagy szélnyírás jellemzi. A kibocsátás szintje az inverziós réteg felett van. Ebben a szintben (2/a ábra) magas koncentrációk alakulnak ki. Az alatta levő szintre (2/b ábra) nagyobb mennyiségű szennyezőanyag jut, mint a felette levőre (2/d ábra). Ennek oka a szélnyírás nagy értékén kívül az, hogy a föld-

felszín feletti keskeny inverziós réteg a szennyezőanyag lefelé terjedését lezárja, a réteg tetejénél a szennyezőanyag felhalmozódik. A koncentrációeloszlások nem szimmetrikusak az y tengelyre, mert a $v \approx$ zérus sebességössze tevő hatására a maximális koncentráció értéke eltolódik.

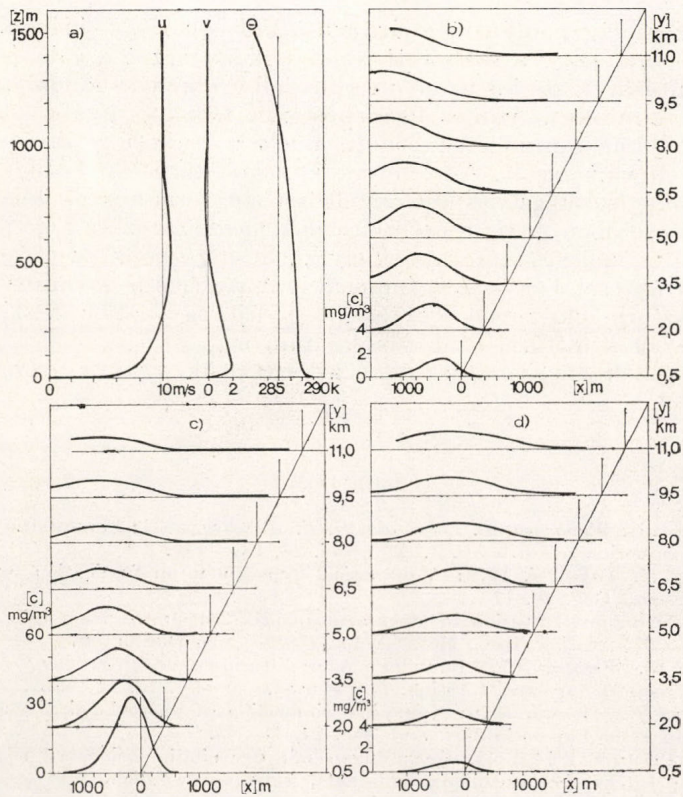
Számításainkban a 3. változat meteorológiai feltételeit a 3/c ábrán látható hőmérséklet- és szélprofilokkal adtuk meg. Az alsó 100 m vastagságú légrétegben a szélesség u és v összetevőjének változása a magassággal igen



4. ábra: Adott meteorológiai helyzethez (a) tartozó szennyező anyag koncentráció eloszlások a szennyező forrás feletti szintben (b), a szennyező forrás szintjében (c) és a szennyező forrás alatti szintben (d)

nagy. Az u sebesség meghaladja a 10 m/s értéket. A hőmérséklet rétegződése a felszín felett stabilis, a negyedik szint felett fokozatosan labilissá megy át. A 2. változathoz viszonyítva ebben az esetben a kibocsátás szintje az erősen stabilis rétegen belül helyezkedik el. A megváltoztatott meteorológiai feltételek hatására a forrás szintjében az előzőnél lényegesen magasabb koncentrációk lépnek fel (3/c ábra). Ez a tény a stabilis rétegződés gyenge hígító-képességére mutat rá. A termikus rétegződésen kívül azonban a szélnyírás is meghatározója a turbulens diffúzió mértékének. A forrás alatti szintre (3/b ábra) – a stabilis rétegződés ellenére is – jelentős mennyiségű szennyezőanyag kerül, amelyet alapvetően a nagy szélnyírás idéz elő.

A 4. változatot jellemző meteorológiai elemek vertikális szerkezetét a 4/a ábrán mutatjuk be. Az u irányú sebességösszetevő 300 m-ig a magassággal növekszik, e felett kissé csökken, majd állandóvá válik. A v komponens a számítás harmadik szintjéig növekszik, majd lényegesen csökken. A hőmérséklet a felszín fölötti keskeny rétegben csökken a magasság növekedésével, a negyedik szint fölött pedig növekszik. Tehát a felszín fölött egy labilis légréteg helyezkedik el, amelyet inverzió zár le. A forrást az inverzió-alap alá



5. ábra: Adott meteorológiai helyzethez (a) tartozó szennyezőanyag koncentráció eloszlások a szennyező forrás feletti szintben (b), a szennyező forrás szintjében (c) és a szennyező forrás alatti szintben (d)

helyeztük el. A 4/b, 4/c, 4/d ábrán bemutatjuk a forrás szintjében, valamint alatta és felette kialakuló koncentráció értékeket. A forrás szintjében, és alatta is, a vizsgált tartomány magas koncentrációi alakulnak ki, mert a szennyezőanyag csak egy csekély vastagságú légrétegben keveredhet. A forrás szintje fölött, ahol a légrétegződés semlegessé, majd stabilissá válik, alacsonyabb koncentráció értékek lépnek fel, mert a fenti típusú rétegződés a diffúzióképességet korlátozza.

Az 5. változat számításaiban felhasznált meteorológiai adatok az 5/a ábrán láthatók. A hőmérséklet a magasság növekedésével csökken, azaz a légrétegződés labilis. A szélesség értéke kis mértékben növekszik felfelé. A

szennyező forrás paraméterei változatlanok. A forrás magasságával megegyező negyedik szinten (*5/c ábra*) alakulnak ki a legmagasabb koncentrációk. Az előző változattal való összehasonlítás eredménye szerint a szennyezőanyag elszállítódása a forrástól nagyobb távolságra az alacsonyabb szélességek ellenére is a labilis szerkezetű levegőben hatékony folyamat.

3. Következtetések

Szennyezőanyag koncentrációjára vonatkozó mérések hiányában nincs lehetőségünk arra, hogy a számított koncentráció mezőt a valósággal összevessük. Számításaink szerint azonban a modell érzékeny a különböző bemenő meteorológiai adatokra. Azonos forrásbőség és helykoordináta esetében különböző koncentráció-mezőket kaptunk, amelyek reálisan írják le a szennyezőanyag térbeli változásait. A szennyezőanyagok terjedési és hígulási folyamatában labilis légrétegződés esetén elsősorban termikus okoknak, stabilis légrétegződés esetében pedig a szélnyírásnak meghatározó a szerepe.

A modell tetszőleges számú és elhelyezkedésű gáznemű szennyezőanyagot kibocsátó forrás esetében is alkalmazható. A vertikális koordinátán végrehajtott transzformáció révén lehetőséget nyújt egyenetlen felszín felett a szennyező anyagok diffúziójának vizsgálatára is.

A következőkben számításainkat kiterjesztjük a fenti tényezők figyelembevételével.

IRODALOM

- Businger, I. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley*, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atm. Sci.* 28, 181–189.
- Kimura, F. and K. Takeuchi*, 1978: A numerical experiment on fumigation by sea breeze. *Papers Met. and Geo.* 29, 17–28.
- Kurz, H.* 1977: Turbulente Diffusion in einer atmosphärischen Grenzschicht mit Rossby-Zahl-Ähnlichkeit. Dissertation, Inst., Met., Techn. Hochschule, Darmstadt.
- Nitsche, H. and W. Wergen*, 1977: Boundary-layer diffusion modelling: The Gaussian plume approach versus the spectral solution. *Boundary-Layer Met.* 12, 127–139.
- Takeuchi, K. and F. Kimura*, 1976: Numerical simulation of photochemical smog in Tokyo metropolitan area. *Papers in Met. and Geo.* 27, 41–63.
- Wallbaum, F.* 1978: FITNAH II. Rechnungen mit der eindimensionalen Version, pp 31. Bonnenberg & Drescher Ingenieurgesellschaft, Aldenhoven/Jülich.

KORDOS LÁSZLÓ: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei (*Methods and results of paleoclimatological research of Hungary.*) Az Országos Meteorológiai Szolgálat hivatalos kiadványai L. kötet Budapest 1979. 167 B/5 oldal, 40 ábra, 20 táblázat.

Az OMSZ kiadványainak 50. kötetét geológus írta és ez nem véletlen, okát a kiadvány előszavából tudhatjuk meg: „A Meteorológiai Világszervezet (WMO) 1979 májusában tartott VIII. kongresszusán elhatározta, hogy más nemzetközi szervezetek közreműködésével hosszútávú *Éghajlati Világprogramot* indít. A világ meteorológusai elhatározták, hogy ösztönözní és katalizálni fogják mindazokat a meteorológiai és nem meteorológiai, kutatásokat, amelyek az éghajlat változásával, e változások okaival és társadalmi-gazdasági következményeivel kapcsolatosak. A magyar meteorológiai szolgálat e közös nemzetközi elhatározás szellemét követve adott megbízást a magyarországi paleoklimatológiai kutatásokról szóló jelen monográfia megírására.”

Az olvasó valóban monográfiát kap kézhez, a szerző dicséretes precizitással földtörténeti koronként számol be a paleoklimatológia eddigi eredményeiről és igyekszik (tegyük hozzá szigorú objektivitással) az egyes ismertetett művek rendkívül eltérő vizsgálati módszerei, terminológiája ellenére viszonylag egységes képet kialakítani az adott földtörténeti kor éghajlatáról.

Földtani adottságaink alapján a magyar paleoklimatológia kutatási területe a permig terjedt ki; ismereteink a paleozoikumról és jórészt a mezozoikumról is csak kvalitatív jellegűek. Az idő előrehaladtával egyre inkább gyarapodnak ismereteink, ez az egyes korok őség-hajlatát tárgyaló fejezetek terjedelmén is meglátszik. A szerző koronként sorra ismerteti a kőzettani, földrajzi, földtani, ősláttani, ősnövénytan kutatások eredményeiből levont paleoklimatológiai adatokat, esetenként részletezve, pl. pleisztocén faunáját, a puhatestűek és gerincesek vizsgálatát külön-külön, máskor speciális területeket tárgyal külön, mint pl. a kréta, eocén esetében az őskarszt éghajlati adatait. Önálló fejezet foglalkozik a magyar paleoklimatológiai elméletekkel, ahol az eddigi, túlnyomóan geológus, botanikus, zoológus szerzők mellett meteorológusok (*Marcell Gy., Berkes Z., Mészáros E., Béll B., Dobosi Z.*) munkáiról is olvashatunk. A könyvnek külön értéke a 348 művet felsoroló irodalomjegyzék: jelenleg a teljes magyar paleoklimatológiai irodalom. Ez az alapos munka nemcsak az eddigi kutatások áttekintését teszi lehetővé, hanem a további vizsgálatokhoz is hasznos segítséget nyújt. A kötetet rövid magyar és angol nyelvű összefoglaló zárja.

Pelle László

TRÄGÄRDH, C.: Air chemistry measurements in the lower atmosphere made from a small aircraft — Data presentation (*Levegőkémiai mérések az alsó légkörben repülőgép segítségével — Adatközlés*). Department of Meteorology, University of Stockholm, Report AC-42, 1978. 132 sokszorosított oldal, 17 táblázat, 107 ábra.

A troposzféra alsó (kb. 3 km-es magasság) rétegében a nyomanyag koncentráció vertikális eloszlása számos folyamat (pl. emisszió-eloszlás, horizontális transzport, vertikális diffúzió, kémiai átalakulás és kihullás) eredményeként alakul ki. Ez azt jelenti, hogy a függőleges profilok meghatározása lehetővé teszi az említett folyamatok megítélését. Jelen kiadvány a Svédország fölött végzett kén-dioxid és szulfát koncentráció függőleges eloszlásának mérési adatait tartalmazza.

A repülőgépen az SO₂ elnyelése peroxidot tartalmazó oldatokkal történt, míg az aeroszol részecskéket szulfát analízis céljából üvegszál szűrőkön fogták fel. Ezzel az összeállítással kilenc felszállást végeztek (a programot 1972-ben kezdték). A későbbiekben negyvenkét felszállás alkalmával a kén-dioxidot megfelelő reagenssel átitatott cellulóz szűrőn abszorbeálták, amely előtt a szulfát-részecskék egy másik hasonló (de reagenst nem tartalmazó) szűrő fogta

ki a levegőből. Az 1976-ban befejezett program keretében harmincöt profilmérésnél nefelométer segítségével az aeroszol részecskék fényszórási együtthatóját is meghatározták.

Az AC-42-es beszámoló táblázatokban és ábrákon a mérések „nyers” adatait tartalmazza. A koncentrációkat a repülési útvonalakat megadó ábrák, illetve trajektória-térképek egészítik ki.

Mészáros Ernő

TRÄGÅRDH, C.: Air chemistry measurements in the lower atmosphere over Sweden — Data evaluation (Levegőkémiai mérések az alsó légkörben Svédország fölött — Az adatok értékelése). Department of Meteorology, University of Stockholm, Report AC-45, 1980. 40 sokszorosított 5 táblázat, oldal, 13 ábra, 19 irodalmi hivatkozás.

Jelen tanulmány az előző kiadványban levő adatok feldolgozását, illetve értékelését tartalmazza. A feldolgozás különböző szempontok szerint történt. Így az adatokat a magasság, az áramlási helyzet és az évszakok szerint csoportosították.

5 Az összes mérés alapján számított közepes profilok érdekessége, hogy, bár az SO_2 koncentrációja csökken a magassággal, az SO_4^{--} részecskék profilja kb. 1 km-es magasságig növekvő tendenciát mutat. Ebben a rétegben a részecskék fényszórási együtthatója nem párhuzamos a szulfát részecskék eloszlásával, azaz a levegő optikai tulajdonságait nem a kéntartalmú aeroszol részecskék határozzák meg. Az összes adat értékelése arra utal, hogy az aeroszol optikai hatásának kb. felét szulfát részecskék okozzák.

A szulfát-összes oxidált kén ($\text{SO}_2 + \text{SO}_4^{--}$) arány a magassággal növekszik: a talaj közelében értéke 0,4, 2 km-es szinten kb. 0,8-cal egyenlő.

A 850 mb-os trajektóriák analíziséből kitűnik, hogy a legnagyobb koncentrációk délies áramlás alkalmával mutathatók ki, akkor, amikor a levegő a szennyezett kontinensről érkezik.

Az évszakos feldolgozás szerint az alsó légkörben télen a kén-dioxid, nyáron a szulfát részecskék mennyisége nagyobb. Ebből következik, hogy a szulfát-összes kén arány a nyári évszakban minden magasságban meghaladja a téli értéket. Ez az eredmény a források intenzitásának, a vertikális kicserélődés erősségének, valamint a kémiai átalakulás sebességének évszakos változásaival magyarázható. A vertikális profilok alapján végzett számítások a kémiai átalakulás átlagos sebességi állandójára nyáron 1,4%/óra, míg télen 0,8%/óra nagyságú értéket adtak.

A szulfát részecskék, illetve a kén-dioxid vertikális eloszlását jellemző ún. skálamagasság Svédország fölött rendre 1350 m, illetve 1150 m. Érdekesgképpen megemlítjük, hogy Várhelyi magyarországi repülőgépes vizsgálatai szerint a megfelelő érték szulfát részecskék esetén 2000 m, míg kéndioxidnál 600 m (lásd: *Tellus 30*, 1978, 542–545). Az eltérés egyik lehetséges magyarázata az, hogy az alacsonyabb földrajzi szélességeken az alsó légkörben a kén-dioxid nagyobb hányada alakul át szulfát részecskékké.

Összefoglalásul megállapíthatjuk, hogy Trägårdh vizsgálata számos érdekes eredményhez vezetett. A jelentős mennyiségű adat számos további eszmefuttatás alapjául szolgálhat. A két ismertetett „report” forgatását ezért minden levegőkémiával és légszennyeződéssel foglalkozó kutatónak ajánlhatjuk.

Mészáros Ernő

MC BEAN, G. A. (editor): The Planetary Boundary Layer (A planetáris határréteg). WMO Technical Note No 165. Genève, 1979. 201 old. (27×21,5 cm) 19 ábra, 6 táblázat, 617 irodalmi hivatkozás.

A felszín és a légkör kölcsönhatása a planetáris határrétegben zajlik le. Az emberi tevékenység túlnyomó többsége is e rétegen belül megy végbe. A planetáris határrétegben lazajló turbulens kicserélődési folyamatok szabják meg az időjárási és az éghajlati elemek függőleges eloszlását, de áttetelezen a vízszintes irányú átviteleket is.

Ma már kielégítő részletességgel ismerjük a planetáris határrétegben lezajló fizikai folyamatok többségét, de néhány jelenség kvantitatív leírása még várat magára. Általánosan elfogadott az a nézet, hogy a planetáris határrétegben lezajló folyamatokat kielégítő pontossággal a turbulencia félempirikus elmélete segítségével írhatjuk le. Mind az elmélet továbbfejlesztése, mind a gyakorlati felhasználások körének a bővítése újabb kutatási programok kitűzését és megvalósítását kívánja meg.

A WMO, felismerve a kérdés fontosságát és sokrétűségét, létrehívta a Working Group on Atmospheric Boundary-Layer Problems elnevezésű kutatócsoportot. A csoport tagjainak, a Hollandiából, Lengyelországból, az NDK-ból, Svédországból és az USA-ból származó szerzőinek a munkájáról a beszámolót az előttünk fekvő kötetben McBean foglalta egységessé keretbe.

A könyv 6 fejezetre tagolódik. A bevezető első fejezet, a planetáris határreteg általános tulajdonságaival foglalkozik. E fejezet adja meg a konvektív, a neutrális és a stabilis rétegződésű planetáris határreteg kritériumait. A kritériumok világos definíciója teszi lehetővé a határreteg finomabb tagoltóságának a tanulmányozását: a felszíni és felsőbb réteg elkülönítését. A szerkezeti sajátosság feltárása pedig modellek felállításához és parametrizáláshoz vezet.

A második fejezet az Ekman-réteg elméletének az összefoglalásával foglalkozik. E réteg abban különbözik a felszíni rétegtől, hogy az Ekman-rétegben a turbulens átviteli fluxus változik a magassággal és a szélvektor sem iránytartó. E rövid fejezeten belül, — a már sokak által és sokszor megírt ismeretek — olyan tömör és világos megfogalmazást kaptak, amelyek nemcsak hogy bővítik ismereteinket, de új gondolatokat is ébresztenek.

A trópusi határreteggel foglalkozó harmadik fejezet elsősorban a GATE-kísérletek eredményeit összegezi és elemzi. Foglalkozik e fejezet a függőleges rétegződés (felszíni réteg, keveredési réteg, átmeneti réteg, felhő réteg, inverziós réteg) problémáival, s a trópusi határreteg és a mezoskálájú folyamatok kapcsolatával.

A negyedik fejezetben a légköri határreteg numerikus modellezésének kérdéseit tárgyalja a könyv. Kétféle modell-alkotásról lehet szó. Egyoldalról olyan modellt kell felállítani, amely a légköri turbulencia és a planetáris határreteg fizikájának és szerkezetének a vizsgálatát teszi lehetővé, más oldalról pedig különböző céllal operatív modelleket kell alkotni.

Az első feladat — többek között — a szóban forgó fluxusokra és a kicserélődés intenzitására vonatkozó feltételekkel oldható meg. Az operatív modellek esetében viszont, a fentieknek kívül, tekintetbe veendő az orográfiai és a baroklinitási tényező is.

A megfigyelési módszerek és programok leírását tartalmazó ötödik fejezet nagyon tanulságos ismereteket közöl mind a mérési feladatokkal foglalkozó, mind a mérési eredményeket feldolgozni kívánó szakemberek számára. Kiemelten vonatkozik ez a „Sensors for Profile Measurements” c. táblázatra.

Az utolsó, hatodik fejezetben az alkalmazások kérdéseiről olvashatunk. Itt, az általánosan elterjedt profiltechnika mellett, a tömeg-átviteli formulával (*bulk transfer formula*) elérhető eredmények bemutatására is sor kerül. Olvashatunk repülés-meteorológiai és város-klimatológiai alkalmazásokról is.

A szerkesztő érdeme, hogy a tematikai szempontból igen gazdag, a hatalmas irodalmi anyagra támaszkodó és a sok szerzőt foglalkoztató munkát úgy tudta irányítani, hogy a műben alig találunk átfedéseket. A kötet tanulmányozását mindazoknak ajánljuk, akik a turbulencia elméletével foglalkoznak, vagy az elmélet eredményeit a gyakorlatban alkalmazzák. Örömrömpre szolgál, hogy a WMO publikációs tevékenységének jóvoltából, szakkönyvtárunk újabb értékes könyvvel gyarapodott.

Rákóczi Ferenc

ABSAJEV M. T. — BURCEV, I. I. — VAKSZENBURG, SZ. I. — SEVELA, G. F.: *Rukovodstvo po primenyiju radiolokatorov MRL-4, MRL-5, MRL-6 v sziszteme gradozasesitiju (Az MRL-4, MRL-5, MRL-6 rádiólokátorok jégesőelhárító rendszerben való alkalmazásának kézikönyve)*. Hidrometeoizdat 1980, Leningrád. 22×15 cm, 250 old., 78 ábra, 12 táblázat

A Szovjetunióban sorozatban gyártott rádiólokátorok MRL-családjá a közelmúltban új típusokkal gyarapodott. Ma már sorozatban gyártják az MRL-5 két hullámsávú időjárásri lokátort és annak osztott hullámsávú változatait, az MRL-4 és az MRL-6 lokátorokat. Hamarosan Magyarországon is megindulnak az időjárásri radarmegfigyelések az MRL-5 lokátorral. Terveink szerint hazánkban a tárcaközi együttműködés alapján létesülő időjárásri radarhálózatban három ilyen időjárásri lokátor lesz üzemben. Érthető tehát, hogy különös figyelemmel fordulunk minden olyan publikáció felé, amely az új lokátor-család alkalmazásaival kapcsolatos.

A jelen kiadvány anyagának összeállítói, szerzői fontos szerepet játszottak, illetve játszanak az új berendezések megtervezésében, állami kipróbálásában, és döntő szerepük is volt az eredmények megszületésében. Kiemelkedik közülük *M. T. Absajev*, a Magashegyi Geofizikai Intézet Radarmeteorológiai laboratóriumának vezetője, akit méltán nevezhetünk az MRL-5 lokátor atyjának, valamint *G. F. Sevela* a lokátor-család főkonstruktorja.

Az MRL-5 lokátor kifejlesztésekor különös tekintettel voltak a lokátor alkalmazására a jégeső-elhárító rendszerben, ezért nem véletlen, hogy a kézikönyv a lokátor e téren történő üzemeltetésének elméleti és gyakorlati kérdéseit tárgyalja. A cél kiválasztásában szerepet játszott az is, hogy a Szovjetunióban ez idáig még nem jelent meg a jégesőfolyamatok befolyásolásában dolgozó szakemberek felkészítését szolgáló kézikönyv. A szakirodalmi utalások gazdag anyagot ölelnek fel. A szerzőknek sikerült jól összefoglalniuk azokat az eredményeket, amelyeket a Szovjetunió különböző intézeteiben dolgozó kutatók, a Magashegyi Geofizikai Intézet, a Központi Aerológiai Obszervatórium, a Központi Geofizikai Obszervatórium, a Grúz Tudományos

Akadémia Geofizikai Intézete és a Középázsiai Hidrometeorológiai Kutatóintézet munkatársai a témával kapcsolatban már korábban publikáltak.

A könyv három részre tagolódik. Az első rész a jégeső góccok rádiolokációs felderítésének és kiválasztásának elméleti kérdéseit tárgyalja. Megismerteti a radarmeteorológia alapjaival: a radarhullámok terjedésével, szóródásával kapcsolatos fizikai jelenségekkel. Részletesen tárgyalja a jégeső góc felderítésének egyhullámsávú – valószínűségi-statisztikai – módszerét és kéthullámsávú – fizikai – módszerét. Ezek kapcsán foglalkozik a könyv valamely adott feladat megoldására optimálisan használható hullámhossz kiválasztásának kérdésével is.

A könyv második része az MRL-5 lokátor család (MRL-4, MRL-6) technikai-taktikai jellemzőinek bemutatása után részletesen foglalkozik a lokátorok jégeső-elhárító rendszerben való üzemeltetésének gyakorlati kérdéseivel. Tárgyalja a lokátorok telepítését, valamint olyan méréseket, kalibrációs eljárásokat, amelyek rendszeres elvégzése lehetővé teszi, hogy a lokátorral megbízható mennyiségi méréseket végezhessünk. Ez a rész kitér a reflektívítási tényező mérésének egy új, megbízhatóbb gyakorlati megoldására.

A harmadik rész témája a lokátorral szerzett információk meteorológiai értelmezése. Részletesen ismerteti a rádiolokációs információk és a jégesőfolyamatok különböző karakterisztikáinak összefüggéseit, mennyiségi kapcsolatait. Ebben a részben hasznos ismereteket szerezhetünk a különböző jégesőfolyamatok szerkezetéről, fejlődésük dinamikájáról.

A szerzők a könyv végén leírják a lokátorral végzett operatív munkák különböző fázisait, megadják a beavatkozási feladat – jégeső-elhárítás – „forgatókönyvét”. Ugyanebben a részben találjuk a lokátorok üzemeltetésével kapcsolatos adminisztrációs, dokumentációs feladatokat leírásait.

A könyv tanulmányozását elsősorban a jégesőelhárítás területén dolgozóknak ajánljuk. De hasznosíthatják mindazok a szakemberek is, akik a radarmeteorológia területén dolgoznak.

Dombai Ferenc

PANEL ON STRATOSPHERIC CHEMISTRY AND TRANSPORT: Stratospheric ozone depletion by halocarbons: chemistry and transport (*Halogénezett szénhidrogének által okozott ózonszökkenés: kémia és transport*). National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1979. 238. o., számos ábra, táblázat és irodalmi hivatkozás.

Az Amerikai Egyesült Államok Tudományos Akadémiája már régen foglalkozik a halogénezett szénhidrogének (a Du Pont cég márkája szerint „freonok”) légköri hatásaival. Évekkel ezelőtt bizottságot (amerikai szóhasználatul „panel”-t) hoztak létre, amelynek célja a kérdéssel kapcsolatos kutatások nyomon követése, illetve gazdaság-politikai döntések megalapozása. A bizottság véleményét 1976-ban tette közzé. Jelen publikáció az előzetes vélemény revíziója és pontosítása.

Az előző jelentéssel kapcsolatban tudnunk kell, hogy megjelenését éppen megelőzte az a felfedezés, amely szerint a nitrogén-oxidok és halogénezett szénhidrogének, az ózonnal és atomos oxigénnel kívül, egymással is reakcióba lépnek. Ily módon a régebbi beszámolóban „csak” 6–7,5%-os egyensúlyi ózonszökkenés szerepel, amelynek kiszámításához az 1973-as kibocsátást vették alapul.

Az 1979-ben publikált újabb jelentés alapvetően két dologban különbözik az előzőtől. Először is abban, hogy az újabb eredmények szerint az egyensúlyi ózonszökkenés (az 1977-es kibocsátás alapján) legvalószínűbb értéke 18,6%. A különbség elsősorban a közben elvégzett közvetlen reakciókinetikai mérések eredményeiből adódik. Így pl. kiderült, hogy az egyik „kulcs-reakció” ($\text{NO} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{HO}$) sebessége sokkal nagyobb, mint azt előző közvetett becslések alapján gondolták.

A másik lényeges különbség az előző közleménnyel szemben az, hogy a jelenlegi számítások sokkal megbízhatóbbak. Ennek megfelelően a szöveg nagyobb magabiztosságot tükröz. Úgy látszik, hogy a kérdéssel foglalkozó szakemberek, legalábbis az USA-ban, jóval biztosabbak a dolgukban, mint néhány évvel ezelőtt. Az elvégzett analízis szerint $3/4$ a valószínűsége annak, hogy az egyensúlyi ózonszökkenés 9–24% közé esik. Egyaránt $1/40$ valószínűséggel feltételezhetjük, hogy értéke 5%-nál kisebb, illetve 28%-nál nagyobb lesz.

A még meglévő bizonytalanságot több tényező okozza. Ezek közül leglényesebb a visszacsatolási mechanizmusok esetleges hatásának, valamint a troposzférikus nyelők szerepének nem kielégítő ismerete. Előfordulhat ugyanis, hogy az ózon mennyiségének csökkenése a sztratoszférában olyan hőmérséklet-változásokat eredményez, amelyek visszahatnak a különböző kémiai reakciók sebességére. Sőt az sem kizárt, hogy a halogénezett szénhidrogének üvegház hatása következtében úgy módosul a troposzférikus hőmérsékleti eloszlás, hogy csökken a sztratoszférába jutó vízgőz mennyisége. A bizottság véleménye szerint ezek figyelembevétele a kémiai modellel kiszámított értéket 17,7%-ra csökkentti.

Tovább mérséklődhet a halogénezett szénhidrogének sztratoszferikus hatása abban az esetben is, ha valamilyen „nyelő” a troposzférából kivonja ezeket a vegyületeket. A közlemény szerzői úgy gondolják, hogy a troposzférában nincsenek hatékony nyelők. Mégis, az esetleges troposzférikus reakciók miatt, az egyensúlyi ózoncsökkenést 16,5%-ra módosították.

Igen érdekes része a légköri ózonnal kapcsolatos problémakörnek az antropogén hatások monitoringja. Jelen közleményben azt olvashatjuk, hogy a Dobson-féle mérőhálózattal 5%-nál kisebb antropogén-változást nem lehet kimutatni. A bizottság ezért azt javasolja, hogy a 40 km körüli réteg ózontartalmát kellene rendszeresen megfigyelni, mivel ez a tartomány sokkal érzékenyebb a változásokra, mint az egész légerszlop. Ezt a feladatot speciális műholdak látnák el.

Mészáros Ernő

ZAJCEVA, N. A. — SLJAHOV, V. I.: *Aerologija (Aerológia)*. Hidrometeoizdat, Leningrad 1978. 288 old. (14, 2×21,5 cm), táblázatokkal, ábrákkal, 16 irodalmi utalással.

A szerzők jelen könyvüket elsősorban a Szovjetunió felsőoktatási intézményeinek hidrometeorológiai fakultásain tanuló hallgatóknak szánták. Tankönyv tehát, amely azonban nemcsak az aerológiát tanulóknak, hanem az operatív munkában résztvevőknek is hasznos ismeretekkel szolgál.

Az *AEROLÓGIA* II fejezetet tartalmaz, s ezek a téma egy-egy részterületét világítják meg. Az első fejezetben rövid történelmi áttekintés után a Szovjetunióban folyó aerológiai megfigyelések fejlődését ismertetik a szerzők, majd a légkör felépítését mutatják be. Szó esik a Föld aerológiai megfigyelő hálózatáról és az atmoszféra globális kutatásáról is. A második fejezetről kezdve speciális témákat vesznek sorra a könyv írói. Így a szondákkal végzett szélmérést, valamint a légnyomásnak, a hőmérsékletnek és a relatív nedvességnek a meghatározását. A mérési módszerek elvének ismertetése mellett átfogó képet nyújtanak a mérésekhez használt különböző eszközeiről és műszereiről is. Külön fejezet foglalkozik a szovjet rádiószondázó rendszerekkel, mind a régebbi Malachit – A22, mind az újabb Meteorit – RKZ rendszerrel. Hazai vonatkozásban minden bizonnyal a Meteorit – RKZ rendszerrel szóló összefoglaló ismertetés használható majd eredményesen – kézikönyvszerűen –, akár az operatív munkában is. Ugyanaz a fejezet tárgyal néhány külföldi rádiószondázó rendszert és minőség tekintetében összehasonlítja őket egymással és az RKZ rendszerrel is.

Az ötödik fejezetben speciális rádiószondákról olvashatunk. Bár pillanatnyilag szolgálatunknál nincs aktualitása, perspektivikusan mégis igen hasznos ismeretekkel szolgálnak a sugárzásmérő szondákról és az ózommérő szondákról szóló részek, különösen most, a környezetvédelmi kutatások előtérbe kerülésének idején.

A Szovjetunió aerológiai hálózatáról nyújt tájékoztatást a hatodik fejezet, amelyben a hálózat jelenlegi állapotát és fejlesztésének terveit ismertetik a szerzők. Szó esik a hálózat szervezéséről, az aerológiai adatok gyűjtéséről és tárolásuk rendszeréről is. A hálózat fejlesztésének tervei között szerepel a megfigyelő rendszer teljes műszaki felújítása és teljes automatizálása. A rádiószondák fejlesztésével kapcsolatban a szerzők olyan új típusú szondáról írnak, amely korszerű félvezető eszközökkel lesz felépítve, ezért egyszerűbbé válik energiaellátása, a jelenlegi szondáknál kisebb súlya pedig a szondázási sebesség megnövekedését eredményezi.

Az ezután következő két fejezet minden bizonnyal csak kevesek érdeklődését kelti fel, ugyanis a repülőgépes szondázásokról szól. E két téma hazai időszerűsége objektív okok miatt is csekély, más szempontok szerint viszont mindkét módszer az aerológiai megfigyelések egy-egy részterületét képviseli, ezért is illesztették a szerzők könyvükbe.

„A légkör távszondázása” címet viseli a tizedik fejezet, amelyben egyrészt a korlátozott terjedelem, másrészt a tárgyalt témáknak a klasszikus értelemben vett aerológiától való elkülönültsége miatt csak igen rövid áttekintést kapunk a meteorológia három korszerű részterületéről: a radarmeteorológiáról, a lézermeteorológiáról és a műholdakkal végzett légkörkutatásról.

A könyv utolsó, tizenegyedik fejezete az alkalmazott felhőfizikával foglalkozik. Szó esik a jégeső elleni védekezésről, valamint a felhőkre és a ködre vonatkozó egyéb, időjárást módosító eljárásokról is. Meg kell jegyeznünk, hogy a könyv utolsó két fejezetének témáját az aerológia címszó alá bevonni kissé szokatlannak tűnt és a szerzőknek ez az eljárása erősen vitatható.

Az *Aerológia* világos szerkesztésű könyv, amelyet számos ábra és táblázat még szemléletesebbé tesz. Az egyes fejezeteken belüli tájékozódást alfejezetek segítik elő, a speciális érdeklődésű olvasóknak szánt részeket pedig a könyv szerkesztői apróbetűs szedéssel választották el az általános részeketől.

Lévai István

KLIMATOLÓGIAI MUNKACSOPORT-ÜLÉS

A szocialista országok meteorológiai szolgálatai által létrehozott klimatológiai munkacsoport (rövidítése RGK) Budapesten tartotta X. ülését 1980. április 14-től 19-ig.

A vendéglátó szolgálat nevében *Czelnai Rudolf*, az OMSZ elnöke üdvözölte az ülészakas külföldi résztvevőit, a bolgár, csehszlovák, lengyel, NDK és szovjet szakembereket. Meltatta az RGK eddigi tevékenységének kiemelkedő eseményeit, majd rámutatott, hogy milyen nagy feladat járul e közösség szakembereire is az Éghajlati Világprogram sikeres teljesítésében.

H. Käse, a munkacsoport elnöke megnyitóbeszédében hangsúlyozta, hogy az ülés egyik legfontosabb feladata intézkedések kidolgozása, amelyek lehetővé teszik a társadalom és a népgazdaság jobb kiszolgálását meteorológiai információkkal.

A napirenden szereplő témák közül elsőnek az „Új típusú aerológiai kézikönyv” munkálatainak előrehaladását tárgyalta meg a munkacsoport. Mint ismeretes, a résztvevő szolgálatok országukban 1961–70 között végzett magaslégtér mérési adatok alapján összeállították a főzobárszintek, a talajközeli légréteg, valamint inverziós rétegek stb. legfőbb karakterisztikáiból. E nagy adatelőkészítést és számítástechnikai feldolgozást igénylő munka az egyes országokban különböző stádiumban van. Így a Szovjetunióban és Bulgáriában a négy részből álló munkából három elkészült. A többi országban e feladatokat 1982–83-ra tervezik befejezni. Széles körű vitát váltott ki a tervezett negyedik rész tartalmának összeállítása. A korábbi tervek szerint az egyes szolgálatok által kiszámított karakterisztikák felhasználásával a főbb meteorológiai elemek tér- és időbeli szerkezeti függvényeit kellett volna előállítani a szabad légkörre. Ehelyett most az a javaslat vetődött fel, hogy az első három rész számítási eredményeinek felhasználásával gyakorlatibb feladatok megoldását kell célni kitzúzni, így pl. a repülés biztonságának növelését (fel- és leszálláshoz a szél és hőmérséklet függőleges rétegződésének pontosabb szerkezeti vizsgálataival), a szélnek, mint energiaforrásnak tér- és időbeli feltérképezését, levegőtisztaság-védelmi vizsgálatokat stb. A pontosított tervet

– széles körű konzultáció és egyeztetés után – az RGK XI. ülészakasá elé kell terjeszteni.

Az építészeti éghajlati információkkal való kiszolgálása az egyes országokban sok közös vonást mutat, de mindenesetre tükröződik benne az építőipar eltérő fejlettsége is. Az egységesebb módszer kialakítása és a szolgáltatások korszerűsítése érdekében a következő öt éves tervben szimpóziumot kell tartani.

Szorosan kapcsolódik e témához az egyes országokban érvényben levő és meteorológiai paramétereket tartalmazó szabványok egységesítése. Ennek első lépéseként a szovjet és NDK szolgálat módszertani útmutatót fog kidolgozni az éghajlati adatok szabványokban történő beillesztésének a megkönnyítésére. Ugyanakkor a 21. sz. RGKNIR kutatási téma 1981–85 közötti feladattervében a megfelelő éghajlati paraméterek előállítását kell kitzúzni.

Az alapvető meteorológiai elemek mérésével kapcsolatban a munkacsoport felújította azokat az ajánlásait, amelyek az éghajlati adatfeldolgozás oldaláról jelentkező igényeket tartalmazták (így pl. információgyűjtés az észlelések gyakoriságában történő változásokról, sugárzási adatok kiértékelése stb.).

Az RGK irányítása alatt álló *kutatási témákkal* kapcsolatban elsősorban szervezeti jellegű kérdések kerültek megvitatásra. Javaslattal születtett arról, hogy az eddigi RGK függő számítástechnikai szakértői csoport váljék önálló munkacsoporttá és működési köre terjedjen ki a meteorológiai szolgálatok mindenfajta számítástechnikai tevékenységére. Ennek megfelelően a gépi adatfeldolgozással foglalkozó 11. sz. RGKNIR témát is ki kell bővíteni a következő tervperiódusban.

A 21. témával kapcsolatban fentebb leírtakon túlmenően a munkacsoport javasolja, hogy az eddig végzett közös kutatások eredményei 1981–83 között kerüljenek kiadásra „Javaslatok az éghajlati paraméterek meghatározására építészeti tervezési célokra” címmel.

Bár nem tartozik az RGK irányítása alá, de tevékenységéhez több helyen kapcsolódik az éghajlati ingadozásokkal foglalkozó RGKNIR 15. sz. téma. Főleg a hosszú észlelési időszakok előállítására, a homogenitás vizsgálata olyan feladat, amelyben az egyes szolgálatoknak

egységes szemléletmódot és feldolgozási módszert kell kialakítaniuk a későbbi összehasonlíthatóság érdekében, s e kérdésben az R GK is tud segítséget nyújtani.

Az éghajlati információk publikálásával kapcsolatban a munkacsoport megállapította, hogy a nagy tömegű adategyüttesek gépi adat-hordozókon történő tárolása mellett továbbra is megvan az igény az írásos publikációk (évkönyvek, havi és napi jelentések, adatgyűjtemények stb.) iránt, sőt egyre újabb formájú és tartalmú kiadványok látnak napvilágot. A kölcsönös tájékoztatás céljából a szolgálatoknak e kiadványok mintapéldányait meg kell küldeniük egymásnak.

Az R GK X. „jubileumi” ülésszaka végig igen aktív és eredményes volt, amelyhez egyaránt hozzájárult a munkacsoport nagy rutinnal rendelkező elnöke, valamennyi delegátus és a gördülékeny munkát biztosító helyi titkárság.

Ambrózy P.

*

OSZORAI ZOLTÁN 1915 – 1980

Alig öt éve, hogy nyugalomba vonulása alkalmából megemlékeztünk *Ozorai Zoltán*ról, kifejezve azt a reményt, hogy friss szellemi erejét továbbra is a meteorológiai kutatás, oktatás és közélet továbbfejlődésének szenteli. Valóban, mindannyian reméltük, hogy a nyugalom évei számára is meghozzák a lehetőséget az általa évtizedeken át lankadatlan hivatásszeretettel művelt tudományterületnek: a szinoptikus meteorológiának kötetlen, de értékes eredményekkel biztató kutatására. Annál is inkább remélhettük ezt, mert önmagát sem kímélő energiával fogott az ezen a kutatási területen legújabbban fölmerülő, nagyon munkaigényes, sok manuális számítással járó elemzések kapcsán a korszerű számítástechnika alkalmazási módjainak kutatásához.

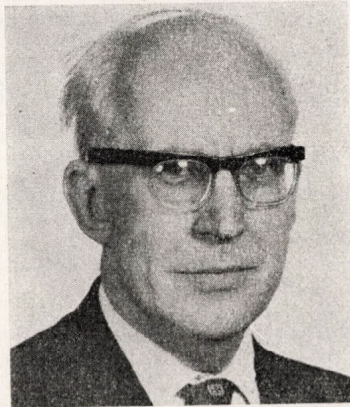
Nem így történt. Azok a kedvezőtlen előjelek, amelyek egészségének megromlásában már aktív korában, a 60-as évek végén, a 70-es évek folyamán többször, több formában jelentkeztek, és amelyeket ő is, munkatársai is múlt aggodalommal vettek tudomásul, mind gyakrabban és még több változatban ismétlődtek. Mindenre érzékenyen reagáló egyénisége, szervezete szinte ösztönösen ott kereste a menekvést a betegségek elől, ahol azt korábban is mindig sikerrel megtalálta: a munkában és az

utazásban. Ha elfáradt a munkában, utazás közben pihente ki magát, ám útközben szerzett tapasztalatait mindig igyekezett újabb munkafázisokban hasznosítani, utazásaiba még nyugdíjában is szakmai úti program-pontokat iktatva be. Így történt ez most is, illetve történt volna. Június elején ugyanis Ausztriába utazott, de útjának meteorológiai élményeit már nem tudta feldolgozni: alig pár nap után erős szívroham gátat vetett útja folytatásának. Állapota ugyan néhány hét alatt annyira javult, hogy elhagyva Ausztriát Balatonfüredre mehetett. Ott azonban a leg gondosabb orvosi kezelés és pihenés ellenére július 7-én betegsége váratlanul végzett vele.

Ozorai Zoltán 1915. február 1-én született Budapesten. Kitüntetéssel végezvén középiskolai tanulmányait, a budapesti egyetem bölcsészettudományi karán 1938-ban matematika-fizika szakos tanári, 1942-ben pedig doktori oklevelet szerzett. 1939 februárjában lépett a Meteorológiai Intézet kötelékébe. Itt a meteorológus-képzés akkor szokásos útjait végigjárva először a magaslégkör-, majd az éghajlat-kutatás területén, végül az időjárás előrejelzésének gyakorlatában gazdagította ismereteit. 1947-ben már a prognózis-osztály vezetőjének helyettese, 1957-ben viszont e fontos osztály vezetését vette át. Ugyanebben az évben védte meg kandidátusi értekezését, amelyben a Kárpát-medencére időnként jellemző időjárási helyzetek egyik típusát, az ún. „körülölelő izobárok” létrejöttét és az így kialakuló orografikus okklúzió szinoptikus folyamatait elemezte, s ennek eredményeként nyerte el a fizikai tudományok kandidátusi fokozatát.

Az előrejelző szolgálat mindennapi rutinmunkája közben egyre jobban lekötötte érdeklődését a Magyarországon jellegzetes időjárást kialakító szinoptikus helyzeteknek a különböző években és évszakokban eltérő gyakorisága, az év időjárásának feloldése során többé-kevésbé rendszeresen bekövetkező kialakulásuk, ami az éghajlati elemeink évi járásában mutatkozó szingularitások létrehozója. Ez irányú kutatásainak maradandó, értékes terméke a *Magyarország Éghajlati Atlaszában* (1960) megjelent nyolc – azóta tankönyvekbe is bekerült – időjárási típus-helyzetet bemutató térkép sorozata.

1958-ban a ferihegyi előrejelző osztály vezetésére kapott megbízást. Operatív szakmai tevékenységének az itt eltöltött jó egy évtizede volt legkiemelkedőbb szakasza. Kiváló szakmai tudásra támaszkodó itteni működése egybeesett a magyar közforgalmi repülésnek a mind nagyobb ará-



nyú nemzetközi légitforgalomba történő bekapcsolódásával. Ozorai Zoltán vezette be a repülés meteorológiai eligazításának nemzetközi szabványait és ő volt a nemzetközi meteorológiai telekommunikációs kérdéseknek hazai felelőse, legjobban ismerője. Hosszú időn keresztül szorgalmas tagja, majd vezetője a légi útvonal-klimatológia szerkesztő kollégiumának. Itt és egyéb számos nemzetközi tárgyaláson, konferencián vett részt a magyar repülés-meteorológia, színoptika a távközlés és a velük kapcsolatos szakterületek képviselőjeként.

1969-ben az időjárás kutatóosztály vezetését vette át, 1970-től kezdve azonban a szolgálat elsődlegesen meteorológus-képzés vonalán kamatoztatta *Ozorai Zoltán* képességeit: Őt éven át, nyugállományba vonulásáig a meteorológus-képzés minden területén találkozunk oktatói működésével. Kezdetül fogva résztvevője, majd vezetője volt a szolgálat keretében folyó meteorológus-technikus képzésnek, de több felében át adott elő az ELTE meteorológiai tanszékén s az Agráregyetemen is. Ugyanígy, tudományos működésének kevésbé mutató, de nagyon is hasznos ténykedése volt az, amelyet hosszú éveken át akár folyóiratunk szerkesztő bizottságában igényes, magas mércével mérő szakmai lektorként, akár az MTA meteorológiai tudományos bizottságának oktatói albizottsága tagjaként fejtett ki. A Magyar Meteorológiai Társaság munkájában több mint 40 esztendei tagsága során számos előadás tartásával vett részt, 1945 óta megszokott nélkül választmányi, 1979 óta tiszteleti tagja a Társaságnak.

*Ozorai Zoltán*nak jónéhány elgondolása, tanulmányvázlata, munkája, amelyet elkezdett, torzó maradt. De több mint négy évtizedes munkásságának eredményei, hazai és külföldi munka- és meteorológus-társai, technikus-tanfolyami és egyetemi tanítványai a bizonyítói annak, hogy *Ozorai Zoltánnal* a magyar meteorológia logikusan gondolkodó, igényesen dolgozó, másoktól is igényes munkát követelő egyénisége távozott az élők sorából. Emlékét eredményei, munkatársainak és tanítványainak serege sokáig megőrzi.

*Ozorai Zoltán*t 1980. július 29-én temették szüleiének hamvai mellé, a budapesti Farkasréti-temetőben.

Kéri M. — Zách A.

*

AZ AGROÖKOLÓGIAI POTENCIÁL FELMÉRÉSE MAGYARORSZÁGON

A növényi produkció fokozása a korszerű mezőgazdasági termelés alapvető célja. E cél eléréséhez, illetve a korszerű tervezéshez az ökológiai potenciál felmérése szükséges. Hazánkban az ökológiai potenciál felmérése az MTA, MÉM, OMF, ÖVH, OMSZ valamint

más intézmények szakembereinek részvételével 1978-ban indult meg. A munkát *Láng István* az MTA főtitkárhelyettese irányította. A felmérés fontosságát bizonyítja, hogy mellette a Magyar Tudományos Akadémia 1978. évi közgyűlése is állást foglalt.

A felmérés az eddig összegyűjtött adatokra, az eddig elért eredményekre, valamint tapasztalati megállapításokra támaszkodott és a feldolgozás során rendszerelméleti módszereket alkalmazott. Kiindulásképpen az említett elvek alapján a földrajzkutatók elhatárolták Magyarország termelési-ökológiai körzeteit. E körzetekhez kapcsolódott a meteorológiai feldolgozás is, amelynek a következő fontosabb lépései voltak:

1. A termelés-ökológiai körzeteket reprezentáló meteorológiai állomások adatainak összegyűjtése és rendszerezése, valamint a feldolgozáshoz szükséges meteorológiai paraméterek kiválasztása és meghatározása.

2. Néhány fontosabb gazdasági növényre vonatkozóan a káros meteorológiai tényezők (fagy, szárazság) termelést csökkentő hatásainak kiszámítása. Ennek az volt a célja, hogy a növénytermesztés számára a meteorológiai hatások következtében fellépő kockázati tényezőt megbecsülhessük.

3. A vegetációs periódus nedves vagy száraz hűvös vagy meleg jellege hatással van minden növény terméshozamára, de ugyanaz a hatás a különböző gazdasági növényekre különbözőképpen hat. Ezért ismernünk kell, hogy az egymástól eltérő időjárású évek egy meghatározott gazdasági növényre, hosszabb időszakon keresztül milyen hatást gyakorolnak, valamint azt is, hogy adott évben a vegetációs periódus időjárása a különböző növények hozamára hogyan hat. Ezek igen fontos kérdések a termőterület éghajlati potenciáljának meghatározásakor.

4. Természetesen a felmérésnek azt is figyelembe kell vennie, hogy a jelenlegi körülmények között a napsugárzás energiáját, valamint a felhasználható vizet a biomassa előállításában hogyan használja a növény. E vizsgálat eredményei alapján azután megállapítható, hogy kedvező energia- és vízhasznosítás esetén milyen lehetséges maximális termés várható, ami az éghajlati potenciál meghatározásának végső célja.

A meteorológiai felmérésen kívül a talajtani kutatók és a hidrológusok is hasonló jellegű, átfogó munkát végeztek el. E három tudomány: a meteorológia, a talajtan és a hidrológia szakemberei együttes munkával feltárták az élettelen természetnek a hazai növényi produkció növelésére gyakorolt hatását.

A munka döntő részét természetesen a mezőgazdasági szakemberek végezték, a szántóföldi növénytermesztésre, a zöldségtermesztésre, a szőlő- és gyümölcstermesztésre, a rét- és legelő gazdálkodásra és az erdőgazdálkodásra vonatkozó vizsgálataikkal, amelyek lehe-

tővé tették az agroökológiai potenciál becslé-
sét.

A vizsgálat eredményeit 5 vidéki városban (Veszprém, Pécs, Szeged, Debrecen, Miskolc) a mezőgazdasági termelés elméleti és gyakorlati szakemberei megvitták, kritikai megállapítássaikkal, észrevételeikkel a munka eredményességét nagyban elősegítették. Végül az MTA 1980. évi közgyűlésén *Láng István* akadémikus a felmérés megállapításait tudományos életünk legkiválóbb képviselői épött is bemutatta. A munka a közgyűlésen is pozitív fogadtatásra talált.

Az agroökológiai potenciál felmérésnek három szempontból van kiemelkedő jelentősége:

1. A mezőgazdaság területén kimutató lehetőségek a tervezésekhez és gazdasági döntésekhez kitűnő alapot szolgáltatnak.

2. Az eredmények és feltárt lehetőségek ismertetése lehetővé teszi, hogy a népgazdaság és területének elméleti és gyakorlati problémáiról kialakult szakmai közvélemény reális adatok birtokában formálódjék tovább, helyes szemléletet tükrözzön e terület fejlesztését illetően.

3. A felmérés során számos olyan probléma merült fel, amely a közeljövőben gondos tudományos elemzést kíván, ezért meggyőződésünk, hogy e munka a tudományos kutatásokat is helyesen orientálja.

Varga-Haszonits Zoltán

*

COSPAR-KONGRESSZUS BUDAPESTEN

A COSPAR (*Committee on Space Research*), az űrkutatás nemzetközi szervezete XXIII. plenáris ülését 1980. június 2–14 között Budapesten (a Semmelweis Orvostudományi Egyetem új épületében) rendezte. A nagy érdeklődésre jellemző a több mint ezer külföldi résztvevő. Az üléshez az űrkutatás különböző területeiről 7 szimpózium és számos munkaértekezlet kapcsolódott, amelyeken minden eddiginél több, közel 800 előadás hangzott el. A megnyitó ünnepségen megjelent és felszólalt *Szekér Gyula* miniszterelnök-helyettes és *Szentágothai János* a MTA elnöke is. Az ülés szak hangulatát ünnepélyessé tette a jelentős esemény, a közvetlenül előtte lefolytatott első közös magyar–szovjet űrrepülés, amelyet a küldöttek nagy elismeréssel fogadtak.

A meteorológiai tárgyú szimpóziumot az első világméretű GARP kísérletre (FGGE) kialakított globális megfigyelő rendszer működésének és eredményességének tárgykörében rendezték. Külön hangsúlyt adott a szimpóziumnak, hogy a FGGE-nek ez volt az első nemzetközi értékelése. Közel 50 előadásának témája a következőképpen oszlott meg: 1. FGGE-t kiszolgáló meteorológiai műholdrendszerek, 2. Speciális megfigyelő rendszerek (Navaid, Argos, sodródó bóják), 3. Trópusi légkör, 4. Áramlási mező

műholdfelvételek alapján. 5. Műholdadatok feldolgozása. 6. Légkör-tenger közötti kölcsönhatás. 7. Műholdas hőmérsékleti és nedvesség szondázása. 8. Sztratoszféra kutatás. 9. Sugárzási folyamatok. 10. Műhoddal megfigyelt felhőtakaró. Az előadásoknak több mint felét az egyes szakterületek eminens képviselői, mint meghívott előadók tartották. A magyar meteorológusok részéről 6 előadás került bemutatásra.

1. A műholdrendszerek témakörében a hallgatóság átfogó képet kapott a FGGE-ban annyira fontos szerepet játszott geostacionárius (GOES, METEOSAT, GMS) és kvázipoláris műholdak (TIROS N, NOAA) funkciójáról (*G. A. Corby, G. H. Ludwig és D. Johnson, N. Kodaira, J. Morgan, H. W. Yates* beszámolója). Itt hangzott el *Götz Gusztáv* tudományos főosztályvezetőnek „Az űrtechnika szerepe a FGGE-ben” c. felkért előadása.

2. A speciális megfigyelő rendszereknél a rádiószonda-méréseket az óceánokra kiterjesztő Navaid (*E. J. Jatila*), a sodródó bójákra telepített megfigyelő (*J. Garrett*) és az Argos lokalizációs és adatgyűjtő rendszerről (*M. Taillade*) esett szó.

3. A trópusi légköri folyamatok műholdas vizsgálata középpontjában a monszun kérdése szerepelt, amelyre vonatkozólag a geostacionárius meteorológiai műholdak nyújtottak bőséges anyagot (*P. R. Julian, D. Cadet, M. Desbois*).

4. A geostacionárius holdak felvételeiből leszármaztatott széladatok ma már szerves részét képezik az időjárás analízisnek. Az ilyen tárgyú külföldi előadások (*N. Eigenwiliig és H. Fischer, F. R. Mosher*) mellett hazai eredményekről is hallhattunk (*Rákóczi F.* egyetemi docens „A szélmező analízise Meteorosat képek alapján” c. előadása).

5. Az adatfeldolgozással kapcsolatban megismerkedhetünk azzal a folyamattal, ahogyan az újfajta, műholdak jóvoltából nyert megfigyelési adatokat beillesztik az időjárás analízis rendszerébe (*J. L. Rasmussen, L. Bengtsson, W. McGovern*).

6. A légkör-tenger kölcsönhatás tárgykörében beszámolóra került sor a közelmúltban lezajlott velencei „Óceonográfia a világúrból” c. szimpóziumról (*J. F. R. Gower*), az első óceán-kutató műholdról, a Seasat-ról (*T. D. Allan*), valamint a sodródó bójákkal és a távérzékeléssel szerzett adatok segítségével a Déli-féltekén elért eredményekről (*J. W. Zillman, J. R. E. Lutjeharms és H. R. Valentine*).

7. A műholdról folytatott függőleges légköri szondázás témájába *W. L. Smith* et. al. és *D. Spänkuch* et. al. nyújtottak betekintést.

8. A műholdak és rakéták új távlatokat nyitottak meg a sztratoszféra kutatásában. Ezt fémjelezte a témakörben elhangzott 9 előadás. Külön hangsúlyt kapott a NIMBUS 7-tel folytatott LIMS (Limb Infrared Monitor of Stratosphere) kísérlet és azon belül a sztra-

toszférikus vízgőz és ózontartalom tanulmányozása (*J. M. Russel et al., J. C. Gille et al., H. Fischer et al.*).

9. A Föld-légkör sugárzási egyenlegének műholdadatok alapján történő megközelítéséről igen értékes előadások tájékoztattak (*T. H. Vonder Haar et al., P. Krishna Rao, G. Öhring et al.*). Sugárzási meteorológia vonatkozású volt *Császár Margit* egyetemi docens „Az infravörös kisugárzás következtében fellépő légköri lehűlés becslése” c. előadása.

10. A műholddal megfigyelt felhőzeti mező vizsgálatával 4 előadás, köztük 3 hazai foglalkozott. Nagy érdeklődést váltott ki *S. A. Muszraeljannak* az óceán fölötti felhőfedettség távprognosztikai felhasználhatóságáról tartott előadása. *Róth Renáta* tudományos főmunkatárs „A felhőtakaró statisztikai vizsgálata meteorológiai műholdakról nyert felvételek alapján” c. előadása a műholdklimatológia új lehetőségeire mutatott rá. *Molnár Gyula* tudományos munkatárs újfajta módszert javasolt a felhőtető és borultság megállapítására a műholdas szondázási adatokból. *Tánczer Tibor* tudományos osztályvezető a műholdfelvételek számítógépes kiértékelése terén a Számítástechnikai Koordinációs Intézettel való együttműködés keretében kapott eredményekről nyújtott áttekintést.

Megtisztelő volt a magyar meteorológusokra nézve, hogy a szimpóziumon két alkalommal is a rapportóri tisztséget betölthették (*Dobosi Z. és Tánczer T.*) továbbá hogy a szimpózium anyagát tartalmazó, a Pergamon Press kiadásában megjelenő kiadvány tudományos szerkesztésére szintén szakembereinket kérték fel (*Tánczer T., Götz G., Major Gy.*).

A találkozó légköre méltó volt a hagyományokhoz: magas tudományos színvonal és szívélyes eszmecsere jellemezte. A szervezés méltán váltotta ki a résztvevők elismerését. A tudományos munka mellett a küldöttek két reprezentatív fogadásra (Interkontinental és Gellért Szállóban), orgonahangversenyre és folklor-estre voltak hivatalosak.

A COSPAR-nak a meteorológiát magába foglaló, „A földfelszín, a meteorológia és az éghajlat vizsgálata a világűrben” elnevezésű munkabizottsága a Hilton-szállóban baráti vacsorát tartott, amelyen *Czelnai Rudolf* az OMSZ elnöke is megjelent. A „Meteorológia és éghajlat” albizottság több tagja *J. Bolle* elnök vezetésével meglátogatta a Központi Légkörfizikai Intézetet, hogy megismerkedjenek az ott folyó munkával, elsősorban annak úrkutatási vonatkozásaival.

Tánczer T.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

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 szemle-cikkek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő formai igényeket kielégítendő: Szerkesztőség Budapest, Pf. 38. 1525

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektoráltatja. 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, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65—70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified literary advisers.

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 if 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* 59, 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 free reprints free of charge. Additional reprints may be ordered at the authors expense when submitting the manuscript.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

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 igazgató



80.1089 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 180 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi osztályán
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 30 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329